

東京湾北部で発生する前駆的群発地震

| | |
|-----|---|
| 著者 | 高橋 末雄 |
| 雑誌名 | 国立防災科学技術センター 研究報告 |
| 巻 | 45 |
| ページ | 53-109 |
| 発行年 | 1990-03 |
| URL | http://doi.org/10.24732/nied.00001003 |

東京湾北部で発生する前駆的群発地震

高橋末雄

国立防災科学技術センター

Precursory Earthquake Swarm Activity in the North of Tokyo Bay

by

Matsuo Takahashi

National Research Center for Disaster Prevention

Abstract

Microearthquake observation in densely populated Tokyo metropolitan area have been continuously carried out at the bottom of a 3,500m deep borehole at Iwatsuki since 1974. This station was constructed to overcome the difficulties in high sensitive seismic observation around Tokyo due to the presence of soft and thick sediments which overlay the basement rocks as well as the enormous amount of artificial noises caused by advanced industry and heavy traffics. Data accumulated over the past 15 years have revealed that precursory microearthquake swarms emerge at the depth of about 20 km in the north of Tokyo Bay.

Eight precursory earthquake swarms were observed for 6 years since 1974. In these cases, earthquakes of relatively large magnitude occurred in the southern part of the Kanto district within a few days after the earthquake swarms at the north of Tokyo Bay.

The frequency distribution of the daily number of shallow earthquakes observed in a 13 year period since 1974 shows a small peak at the frequency of seven to eight per day. The observed wave-forms in a series of earthquake swarm quite resemble each other. But such a simple similarity does not hold among the different series of earthquake swarms or the isolated events in the same region. Fourteen earthquake swarms have been detected during this 13 years.

Earthquakes with magnitude 5 and larger, which have occurred within the distance of 150 km from the north of Tokyo Bay and at a depth of 100 km or less have been thoroughly examined. As a result, it has been noted that large earthquakes occur most frequently within 50 days after the appearance of the microearthquake swarms at the north of Tokyo Bay. The focal depths and the focal mechanisms of these large earthquakes indicate that they occur in or around the boundary of the Philippine Sea plate. The change in the stress state relating to the relative movement of the three plates, the Philippine Sea, Pacific and Eurasian plates, is considered to be the cause of these events. Through these observations and findings, experimental prediction of some large earth-

quakes has been successfully conducted at least for five sases in 1974-1979.

key words : Earthquake prediction, Earthquake precursory phenomena, Deep borehole seismic observatory

キーワード：地震予知，地震前兆現象，深層地震観測施設

1. は し が き

わが国の首都，東京には政治・経済・文化の中核機能が集中し，東京を中心とする首都圏は全国人口の1/4が居住する稠密な巨大都市を形成している．最近では驚異的な経済発展をもとに，東京は急速に国際的な中核機能をも具備しつつあり，国内のみならず国際社会に対しても，その政治的・経済的な責任は益々増大している．したがって，過去に繰り返し甚大な地震災害をこうむってきた巨大都市—東京を地震災害から防護することは大変重要な事であり，被害を軽減させる地震予知は早急にその実用化が望まれている．

しかし，東京直下の被害地震の予知については，その基本的な手法の一つである微小地震観測に限っても，活発な社会活動に基づく激しい人工的ノイズや，関東平野を覆う厚い堆積層などのために，有効な前兆現象の検知は非常に困難とされてきた．さらに，首都圏周辺は我が国有数の地震多発地帯であるにもかかわらず，その地震発生の様式は大変に複雑なことから，東京を中心とする地震の予知はその指針すら持てなかったのが実情である．

このような状況を打開するため，関東平野の基盤岩に達する深さ3000m級の深層ボーリングによる微小地震観測の技術開発が行われ，高温高压の条件下の深層観測井孔底における高感度の地震観測が可能となった(高橋，1982)．これにより，岩槻・下総・府中の3箇所に巨大都市域内の極微小地震観測点が建設され，首都圏における地震観測は飛躍的な発展を遂げた．

この結果，首都圏周辺における精度の良い微小地震の震源分布や発震機構解が得られるようになり，関東地方下にもぐりこむフィリピン海プレートの形状や当地で多発する様々な地震の発生様式が明らかとなった(笠原，1985)．

一方，深層観測井による定常観測によって，東京湾北部における群発微小地震が，周辺の大きな地震に対し前兆的に活動する例のあることが発見された．この東京湾北部の群発地震は，岩槻における毎日の地震記録を見続ける中で，特異な波形を持つ地震として1974年4月下旬から5月上旬にかけて見出されたのが最初である(高橋，1974)．この際は，50個あまりの群発地震が観測されたのちに，1974年伊豆半島沖地震(M6.9)が発生している．これと同様の事例は，その後も東京で有感となる程度の大きな地震について繰返されたため，数例については，関係者限りながら実験的に地震予知情報が公開され，少なくとも4つの例で成功を収めている(付録「東京湾北部群発地震に基づく実験的地震予知」参照)．

本研究は、主として岩槻における深層観測データに基づき、この東京湾北部における極浅発地震活動の特徴や周辺の大きな地震との関連を詳しく調査し、地震予知の可能性や、そのテクトニクス的意味について議論を展開するものである。

なお、この群発地震の震源域は、東京に大被害をあたえた直下型地震である安政江戸地震(1855)の震源域にほぼ一致している。安政江戸地震については、その発生直前に地鳴りを発生させていたことが古文書に記載されており、前震の存在を予想する研究者も少なくない。東京湾北部の地震活動の調査は、この安政江戸地震の性格を探る上にも有効であり、また首都圏直下の地震予知の問題を考察する上でも重大な意味を有している。

2. 東京湾北部の地震活動

首都圏の地震観測は、従来、気象庁・大学を中心として行われてきたが、国立防災科学技術センターによる深層観測技術の開発は、首都圏観測に大きな変革をもたらした。図2-1は、東京付近の地震観測における観測倍率の変遷を示すが、深層観測は旧来の地震検知能力を一挙に1,000倍に高めたことがわかる。このように高感度な観測が可能になったことにより、従来知られていなかった首都圏直下の極浅発地震の存在や、関東地方直下の複雑なプレート構

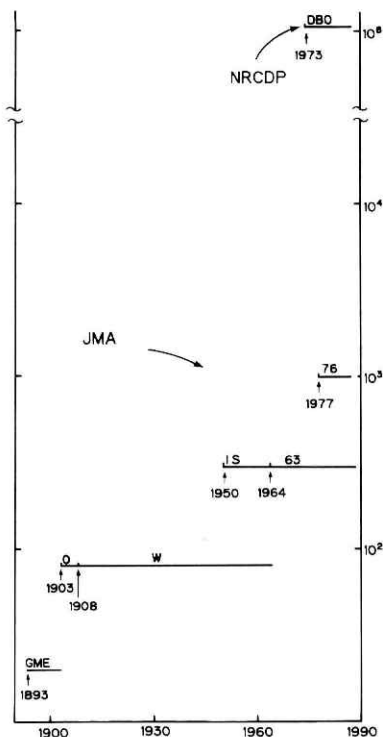


図2-1 東京付近の地震観測における倍率の変遷
GME：グレー、ミルン・ユーイック式，O：大森式，W：ウィーヘルト式，IS：石本式，63：63型，76：76型，DBO：深層井式

Fig. 2-1 Improvement in seismometer magnification at the Tokyo observatories. GME: Gray-Milne-Ewing type, O: Omori type, W: Wiechert type, IS: Ishimoto type, 63: 63type, 76: 76type, DBO: Deep borehole type.

造の様子等が明らかになってきた(高橋・笠原, 1980; 高橋(博), 1982; 笠原, 1985).

その中で, 東京湾北部に発生する特異な群発地震活動が, 周辺の大きな地震の発生との関連において注目を集めるようになった(高橋, 1978). 本章では, この東京湾北部を中心とする地域の地震活動について, 詳細な検討を行う.

2.1 東京湾北部を中心とする震源の再決定

首都圏における浅発地震活動の様子を見るため, 図2-2に1982-1986年における東京地域周辺の40kmより浅い地震の震央分布及び断面図を示す. 東京湾で富津と横浜を結ぶ線以南で浅い地震が急に減少している傾向が見られる. とくに震源の集中しているところは川崎市付近と町田市付近周辺であるが, 地震活動域としては, 神奈川県北部から東京湾北部にのびているものと, 東京東部を北東-南西につながるものが見出される. ただ, 川崎・町田付近に比べると, 東京湾北部と東京東部の震源位置はばらつきが多い. このばらつきには, 当地域の厚い堆積層や観測点の分布などが影響している可能性が考えられるため, まずこれらに関する検討を加える.

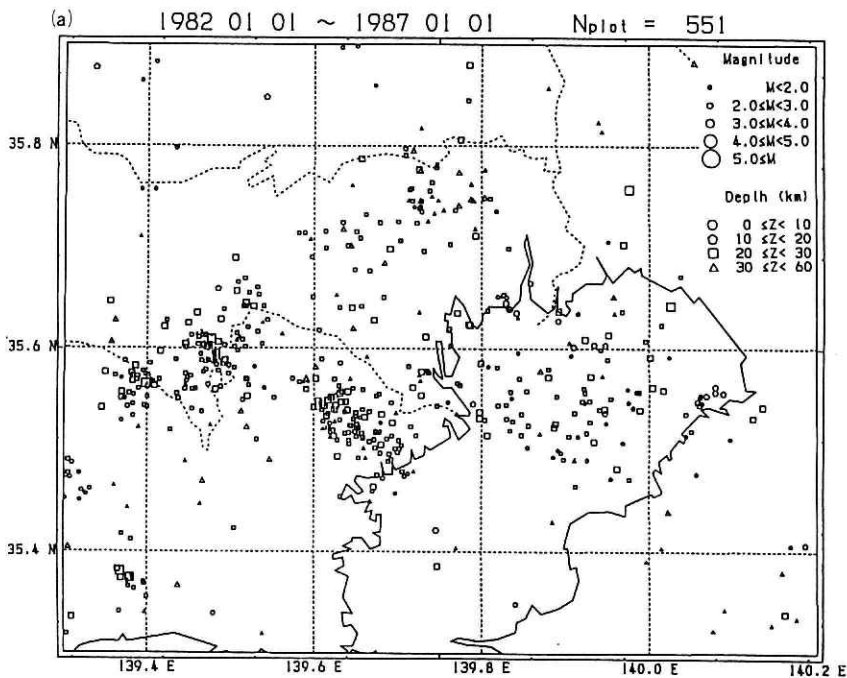


図2-2 防災科学技術センターの観測網(ルーチン)による東京付近の深さ40km以浅の震源分布図(1982-1986)

a. 震央分布図

Fig. 2-2 Focal distribution in the Tokyo area (by NRCDP routine network system, $H < 40\text{km}$, 1982-1986). (a) Epicenter.

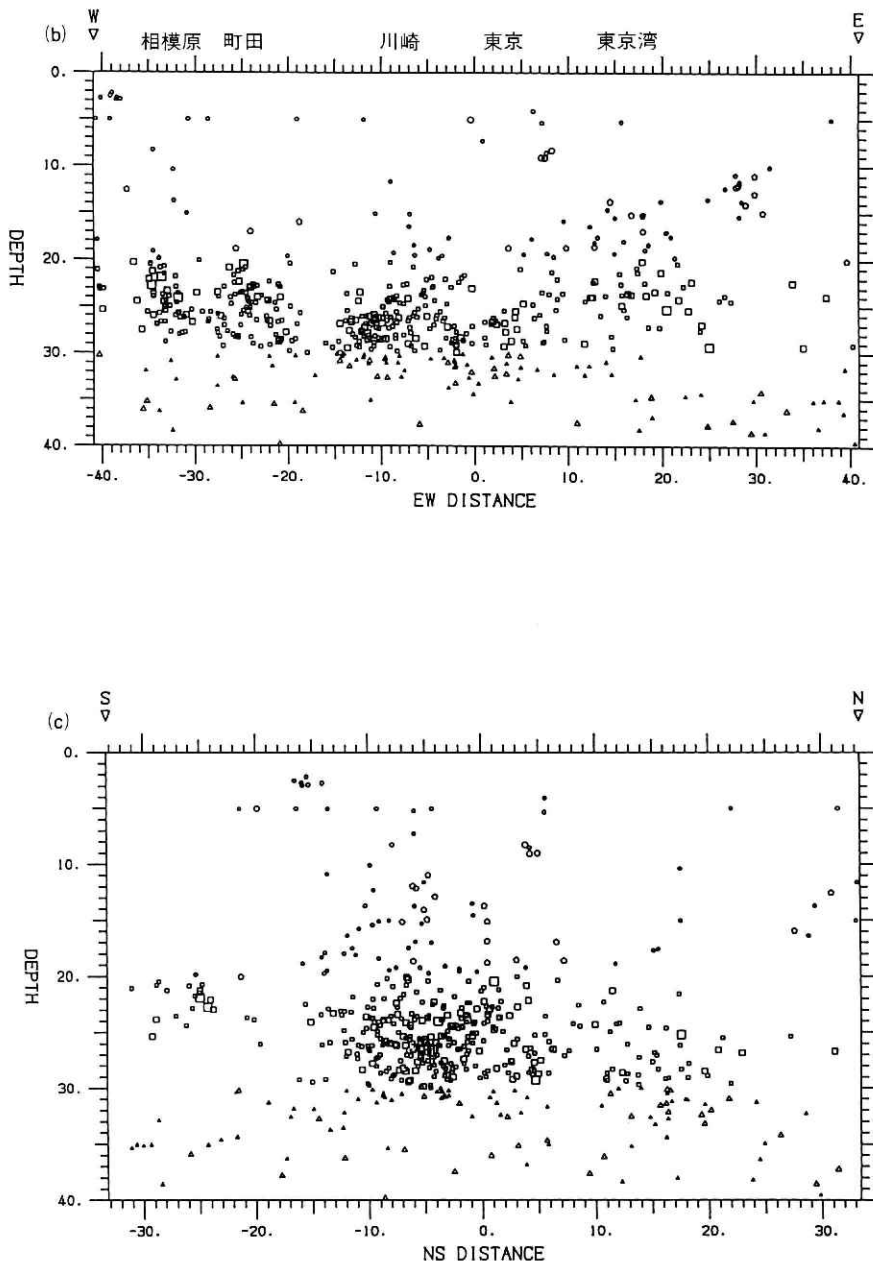


図 2-2 防災科学技術センターの観測網(ルーチン)による東京付近の深さ40km以浅の震源
(b), (c) 分布図(1982-1986)
b. 東西断面図, c. 南北断面図

Fig. 2-2 Focal distribution in the Tokyo area (by NRCDP routine network system, $H < 40$ km, 1982-1986). (b) EW cross section, (c) NS cross section.

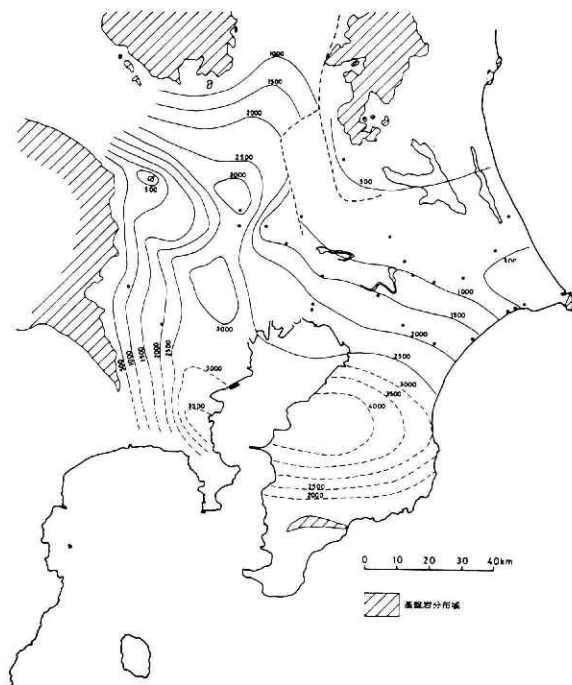


図 2-3 関東地方の基盤深度分布 (鈴木1983), 等深線の数字は, m単位.

Fig. 2-3 Depth of the surface of pre-Tertiary basement (suzuki, 1983). Contour in meter.

表 2-1 震源再決定に用いたP-S走時の観測点補正值
 Table 2-1 Station correction for travel time.

| No. | 観測点 | 地震計 設置深度(A) | 基盤 深度(B) | A-B | ΔT (P wave) | ΔT (S wave) |
|-----|-----|----------------|-------------|-------|---------------------|---------------------|
| 1 | IWT | 3,500m | 2,900m | m | 0 sec | 0 sec |
| 2 | SHM | 2,300 | 1,500 | | 0 | 0 |
| 3 | FCH | 2,750 | 2,000 | | 0 | 0 |
| 4 | HRM | 500 | 3,000 | 2,500 | 0.55 | 1.73 |
| 5 | YFT | | 3,500 | 3,500 | 0.77 | 2.42 |
| 6 | YSK | 190 | 2,000 | 1,810 | 0.40 | 1.25 |
| 7 | MOR | | 900 | 900 | 0.20 | 0.62 |
| 8 | YKI | 140 | 1,100 | 960 | 0.21 | 0.66 |
| 9 | ICH | 150 | 4,000 | 3,850 | 0.85 | 2.66 |
| 10 | KTU | | 2,000 | 2,000 | 0.44 | 1.38 |
| 11 | MIN | | | | 0 | 0 |
| 12 | IWK | | | | 0 | 0 |
| 13 | AKW | | | | 0 | 0 |
| 14 | HHR | | | | 0 | 0 |
| 15 | ASG | | | | 0 | 0 |
| 16 | YST | | | | 0 | 0 |
| 17 | OHR | | | | 0 | 0 |
| 18 | TRU | | | | 0 | 0 |

実際、堆積層内の速度は基盤内に比べ非常に遅いので、堆積層に設置してある観測点では、その影響を無視できない(Ishida and Asano, 1979)そこで、P波、S波の読み取り値に対し、観測点直下の軟弱な堆積層の厚さに対応した走時差を観測点補正值として与え、震源の再決定を行うことにする。堆積層の厚さは鈴木(1983)の基盤深度(図2-3)に基づき、そのP・S速度は、深層井の物理検層(山水・他, 1980)で得られた $V_p: 2.5\text{km/s}$, $V_s: 1.0\text{km/s}$ を用いることにより、各観測点での地震計設置深度に見合う補正を行った(表2-1)。P波速度で4 km/secを越える基盤岩に設置してある観測点については補正は行わず、基盤のP・S波速度はルーチンの値をそのまま用いた。なお、震源再決定に使用する観測点については、東京湾北部を全方位で囲む100km以内の、図2-4で示す18点に限定した。

以上の方法により観測データを補正し、ルーチンの震源決定法(鵜川・他, 1984)を用いて、震源を再決定した。期間は観測点の整備が整った1982年1月から1986年12月までの5年間であり、東京湾を含む $35.3\sim 35.9^\circ\text{N}$, $139.3\sim 140.2^\circ\text{E}$ 、深さ40km以浅の範囲について調べた結果を以下に示す。

図2-2(a)~(c)はルーチン処理による震央分布及び東西・南北断面図、図2-5(a)~(c)は再決定されたものであるが、これらの図は、震源決定精度が走時残差0.5秒以内の比較的良好な地震についての結果を示したものである。

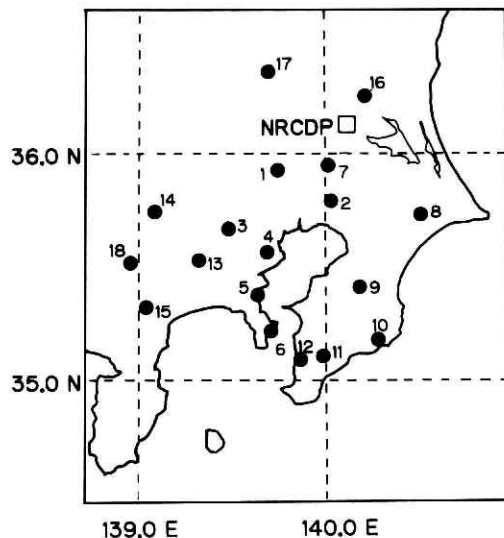


図2-4 震源の再決定に使用した防災センターの観測点
Fig. 2-4 Selected observatories used for relocation of the earthquake foci in the Tokyo area.

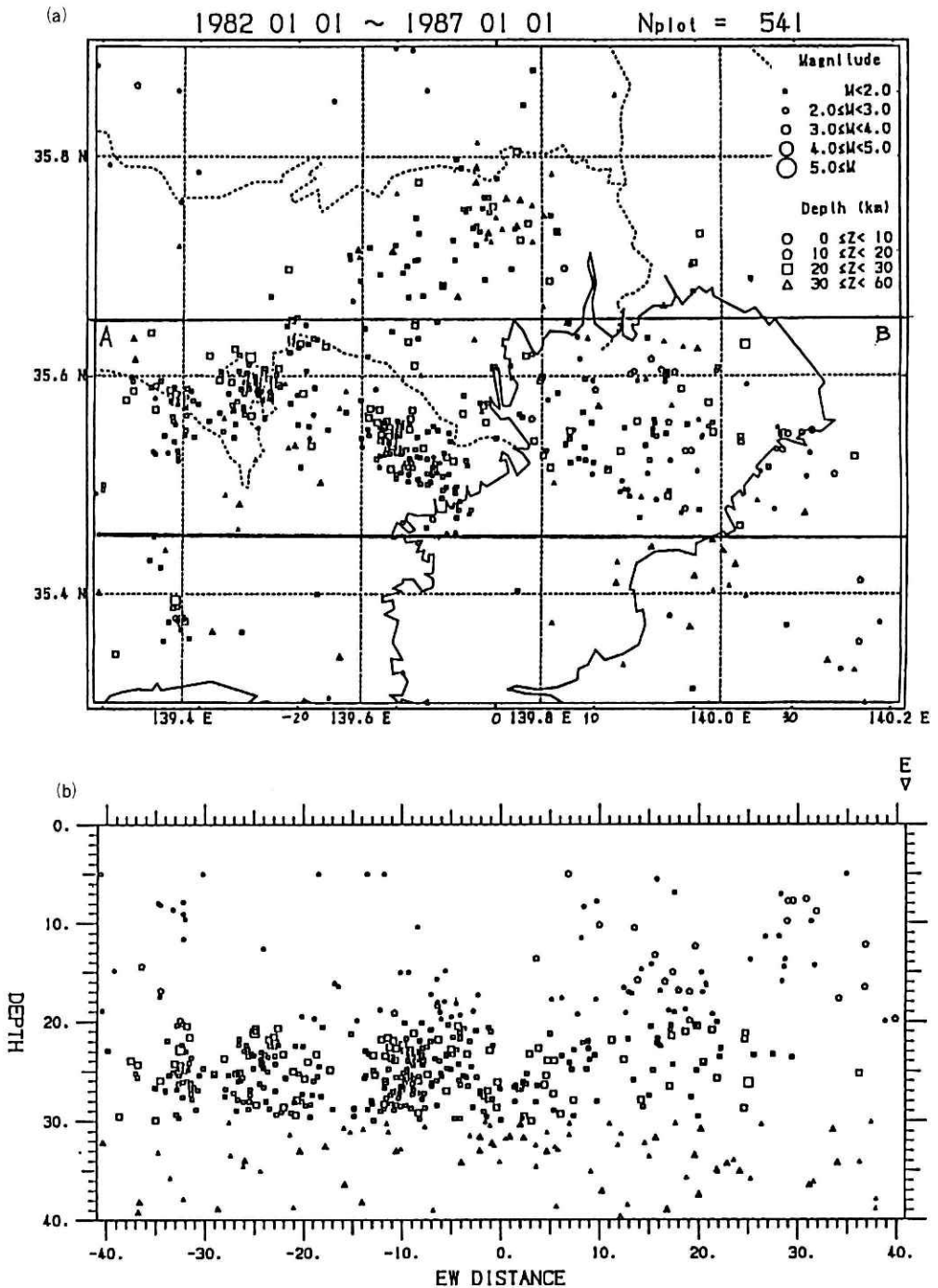


図 2-5 再決定による東京付近の深さ40km以浅の震源分布図(1982-1986)

(a), (b) a. 震史分布図, b. 東西断面図

Fig. 2-5 Relocated focal distribution in the Tokyo area. ($H < 40\text{km}$) (1982-1986).

(a), (b) (a) Epicenter, (b) EW cross section.

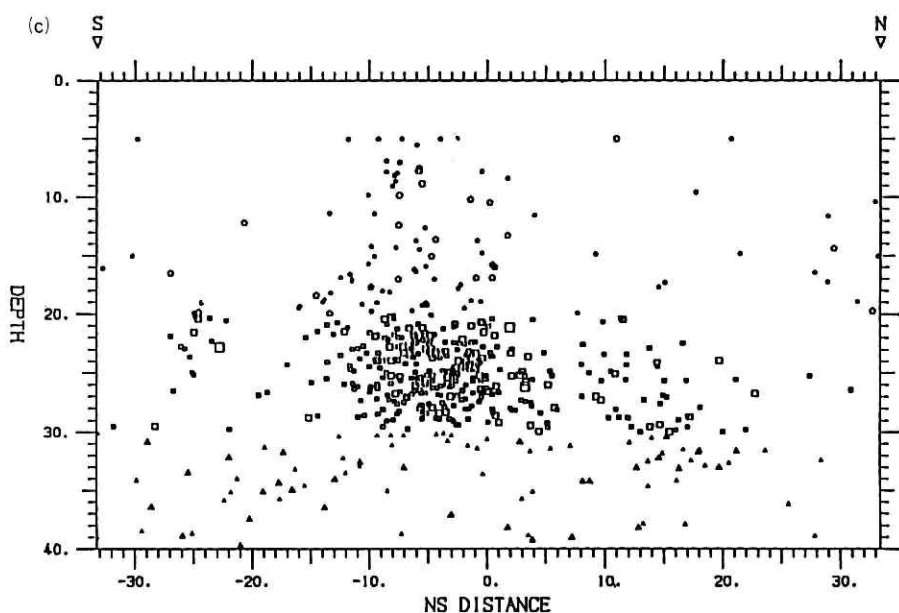


図 2-5 再決定による東京付近の深さ40km以浅の震源分布図(1982-1986)

(c) 3. 南北断面図

Fig. 2-5 Relocated focal distribution in the Tokyo area. ($H < 40\text{km}$) (1982-1986).

(c) (c) NS cross section

再決定結果によれば、東京湾北部の地震がより小さな範囲にまとまる傾向が見られるとともに、川崎市付近の地震密集域の深さが27km程度から25km程度へと浅くなっていることが読み取られる。しかし、東京湾北部や東京都東部の地震の深さに関しては15~30kmの範囲でばらついており、再決定による震源の集中効果は少ないようにみえる。

一方、当地域の浅い地震のメカニズムに関しては、笠原(1985)、鈴木(1989)等の研究がある。その一般的な傾向は、主圧力軸が北西—南東方向のストライクスリップ型であって、フィリピン海プレート内地震である伊豆半島東岸の群発地震などとよく似ている。このことは、東京湾北部の地震が、本州の地殻内に起きる地震ではなく、フィリピン海プレートに深く影響を受けた地震である事を示唆している。震源の深さ方向のばらつきが多いことや、メカニズム解の特徴等から、東京湾北部の極浅発地震は、フィリピン海プレートとユーラシアプレートの境界における活動を表しているというよりも、両者の結合による境界面を含んだ広範な領域での活動を示している(笠原, 1985)ものと思われる。

2.2 深層観測(岩槻)による東京湾北部の群発地震活動

東京湾北部は、前述のように、相模トラフからもぐり込んだフィリピン海プレートが、ユーラシアプレートと会合し、微小地震を発生させている場所である。この東京湾北部の微小

地震は、周辺でMが5を越えるような比較的大きな地震発生前に、前駆的と見られる群発活動を示すという特性を持っていることが、1974年伊豆半島沖地震(M6.9)の際に発見された。また、その後も、東京での震度が3となった1976年5月13日東京都東部の地震、1977年6月4日東京湾北部の地震のごとく、東京付近の比較的大きな地震発生の数日前に、東京湾北部の群発活動が観測される等、興味深い現象が発生している(高橋, 1978)。

さらに、東京直下の代表的被害地震とされる安政2年(1855年)10月2日の江戸地震は、震源が東京湾北西部沿岸付近(宇佐美, 1987)と推定されており、東京湾北部の地震活動域に隣接している上に、「二日昼、深川辺にて井戸を掘らんとしけるに、地の底鳴りて、仕事にならず、かかる事は聞きも及ばぬ事とて、其日は、仕事止めて帰りしとぞ、(武江地動の記)」と記されたごとく、地震発生の半日程前には顕著な前震活動のあったことが推察されている(今村, 1977)。

以下に、上述のようにテクトニクスや地震予知にとって大変重要な意味を持つ東京湾北部の地震活動の詳細について、主として岩槻における深層観測データを用いて、議論を進める。

2.2.1 東京湾北部の地震の識別

関東地方の微小地震の震源は、東京大学地震研究所や国立防災科学技術センター等によって求められている。Segawa et al. (1988)は1971年から1980年9月までについて、主として地震研究所のデータをまとめ、また国立防災科学技術センターは、1979年7月以来、微小地震の定常観測を継続している。後者について、Papanastassiou and Matsumura(1987)は、関東地方の地震検知能力を調査し、極浅発地震についてはM1.5が検知される限界であることを指摘している。しかし、東京湾北部の群発地震の規模は、M1前後のものも多数占めている(高橋, 1977)ので、公表された定常観測データからでは、東京湾北部の地震活動の全体像を捉えることはできない。

深層観測においては、定常の観測とは別に高感度のトリガー式記録がなされており、岩槻では、1974年以来トリガーレベルを $25\mu\text{kine}$ に設定した高感度データ収録が一貫して行われてきた。岩槻でのトリガーレベル $25\mu\text{kine}$ に相当する東京湾北部の浅い地震のマグニチュードは、渡辺の式(渡辺, 1971)によれば、M0.6程度である。従って、この岩槻のデータは、ここ10数年の東京湾北部のM1級まで含む群発地震活動の時系列の調査にとって重要なデータである。引き上げ保守期間の欠測時や臨時的観測期間を除いて、S/N比は安定しており、岩槻での東京湾北部地震に対する検知能力はほぼ一定であると考えてよい。

現実の問題としては、岩槻の観測データから、どのようにして前述の東京湾北部の地震を選別するかが問題となる。まず東京湾北部の地震は、震源の求まったデータから、岩槻におけるS-P時間が5.0~6.5秒の範囲にあることがすでに明らかである(高橋・伊藤, 1980)。最近の観測例から、S-P時間が上述の範囲となる岩槻周辺の地域別地震波形を示したものが図

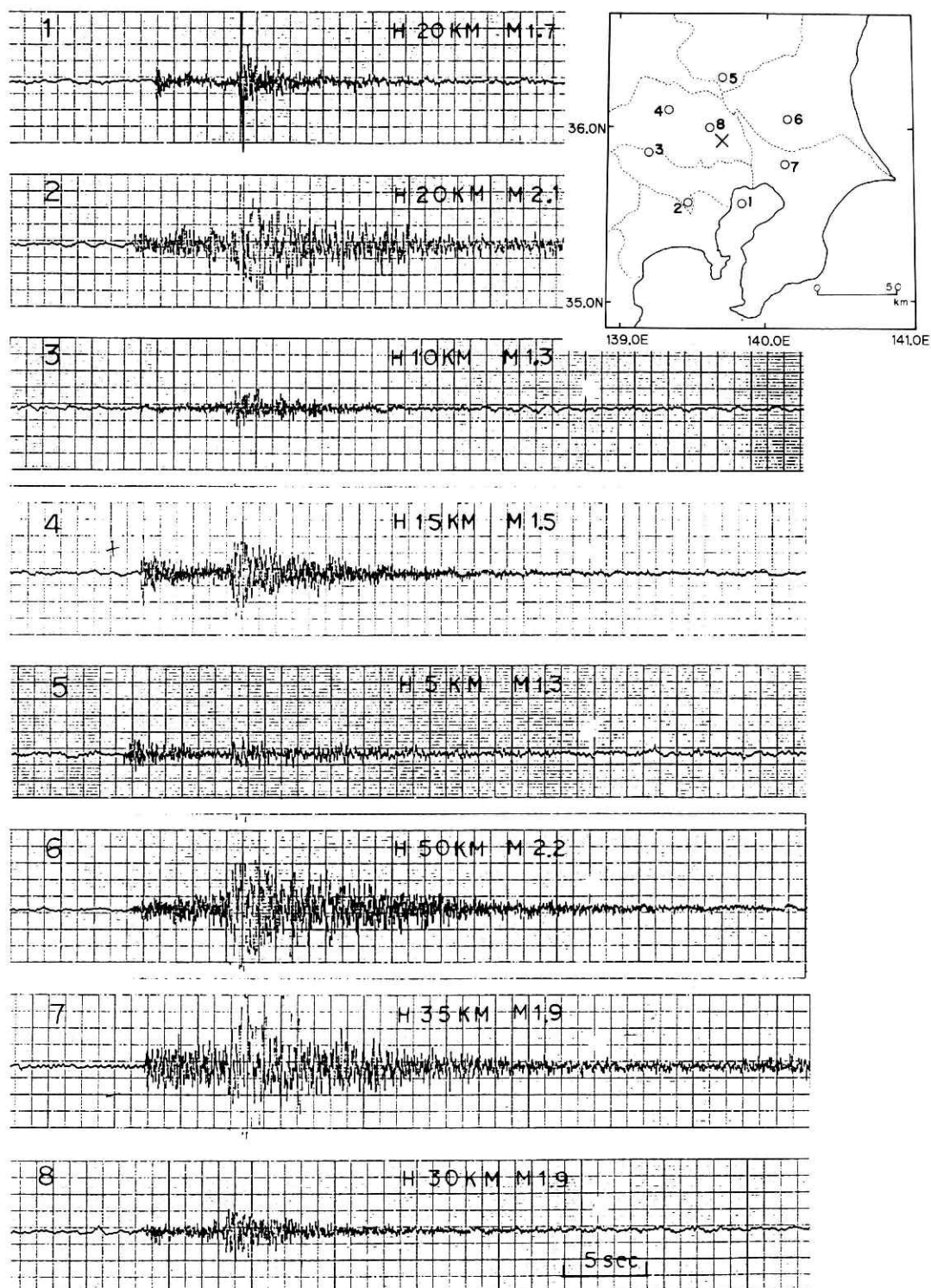


図 2-6 岩槻における S-P 時間 6 秒前後の地震波形

Fig. 2-6 Waveform samples of earthquakes which have ca. 6 sec. S-P time at the Iwatsuki observatory.

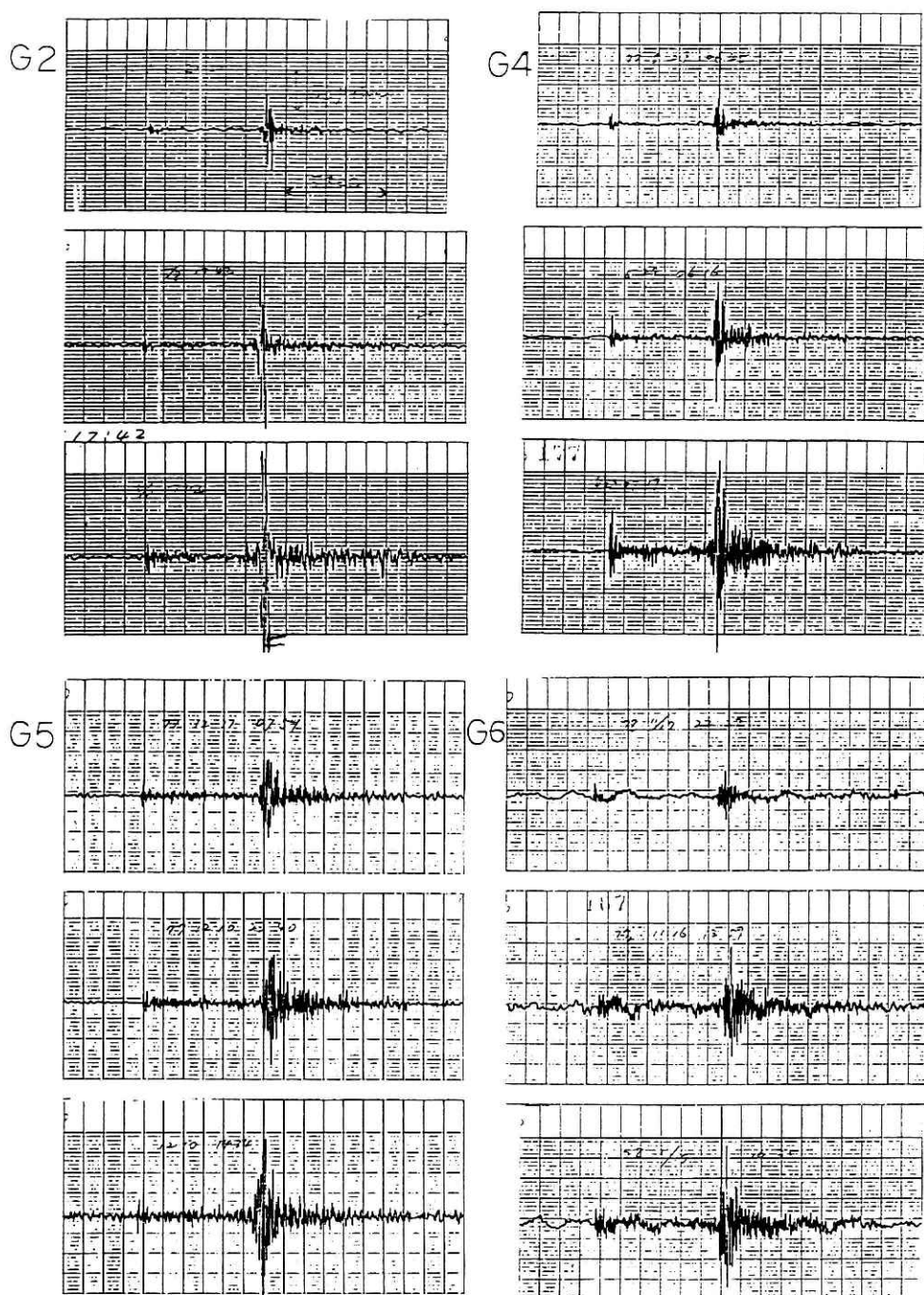


図 2-7 岩槻で観測される東京湾北部で発生する地震の地震波形例

Fig. 2-7 Typical waveforms of the earthquakes occurred in the northern part of Tokyo bay recorded at the Iwatsuki observatory.

2-6である。同図の一番上の記録が、東京湾北部を震源とする地震の波形の典型的な例を示しており、また図2-7には、東京湾北部の地震を岩槻で記録した波形例を集めてある。

ある観測所において観測される地震波形は、同一の発震機構と震源を持つならば同一となるので(本多, 1932), 地震波形のパターンからその地震の発生源が推定できることが知られている。正務(1941), 野口(1959), 草薙・石橋(1959), 岩井・帆前(1959)等多くの研究者によって波形パターンから震源を推定する議論がなされている。岩槻で観測される東京湾北部の深さ30km以浅の地震の波形は、図2-6や図2-7に示すように、地震波形コーダ部の減衰の大きいことで特徴づけられ、パターン認識が容易である。すなわち、東京湾北部の地震は、岩槻1点のデータだけで、他の場所で発生した地震との弁別ができ、これを用いて東京湾北部の地震活動の時系列について議論を進めることが可能である。

このようにして、岩槻のトリガーイベント方式によるペン書き地震記録から、パターン認識により東京湾北部地震の識別を行う作業を1974から1986年にかけての13年間のデータについて行い、計1,512個の地震を抽出した。

2.2.2 東京湾北部の地震活動の時系列

前節で選別された1974年から13年間の調査期間における1,512個の東京湾北部の地震について、その日別地震回数を図2-8に示す。この図には、深層観測システム保守のため、孔底観測による地震データの得られていない期間も図示してある。

図2-8から、東京湾北部の地震の定常的な活動状況は数日で2~3個散発する程度であるが、時折、日別地震数が10個を越えるようなレベルで比較的短期間の群発的な活動が発生していることがわかる。これらの群発的な活動のなかでも、最も活発な期間は24時間程度であることが多い。従って日別で数えると2日間にわたる活動もあるため、2日ごとの移動平均を行って日別地震数を計算し、その頻度分布を図2-9に示す。全体的な傾向として、1日当たりの地震数の増加と共にその頻度は指数函数的に減少するが、1日7~8個のところにと一つのピークが見られ、これは、1日7個以上の地震発生の様式が、それ以下の場合と異なることを推定させる。この1日7個以上の群発的な地震活動は14回あり(図2-8)、その各々を発生順にG1~G14と呼ぶ。

2.2.3 東京湾北部の地震活動の波形

本節では、岩槻で記録された東京湾北部の地震の観測波形の特徴について、さらに細かく見ることにする。

磁気テープに記録された地震波形のなかから、比較的S/N比のよい137個の地震を選びAD変換し、さらにプロッターで描いた地震記象を図2-10に示す。図では、S-P時間順に整理してあり、各地震の発生日時は表2-2に示す通りである。

この表の中で、既に指摘した1日7個以上の群発地震に属するものは、G1~G14と記入しているが、各群発活動毎にその地震波形は酷似しており、いわゆる相似地震群を形成して

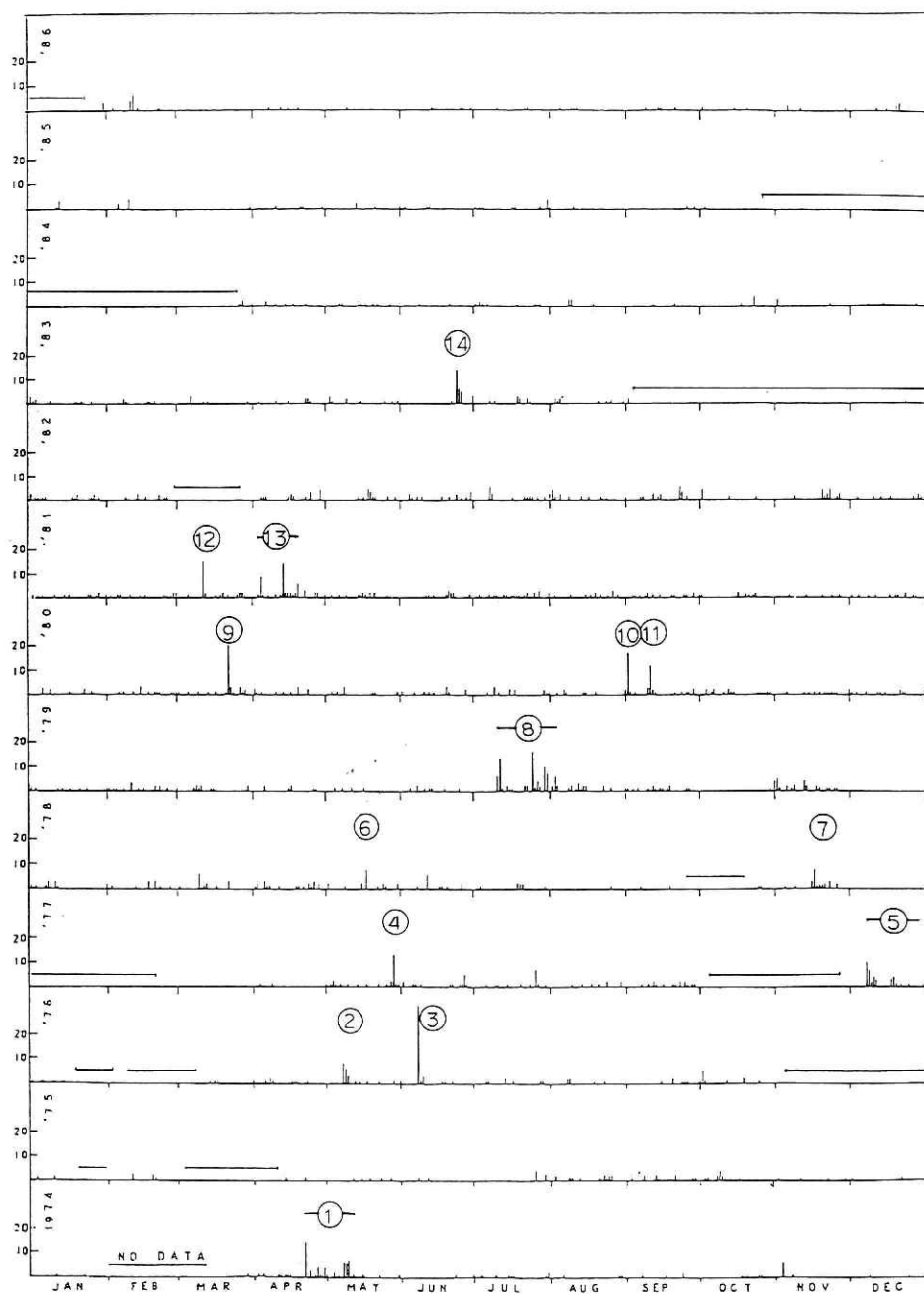


図 2-8 東京湾北部の地震の日別頻度の時系列分布(1974-1986)

Fig. 2-8 Time sequence of seismicity of "the northern part of Tokyo bay earthquake" (daily number: 1974-1986).

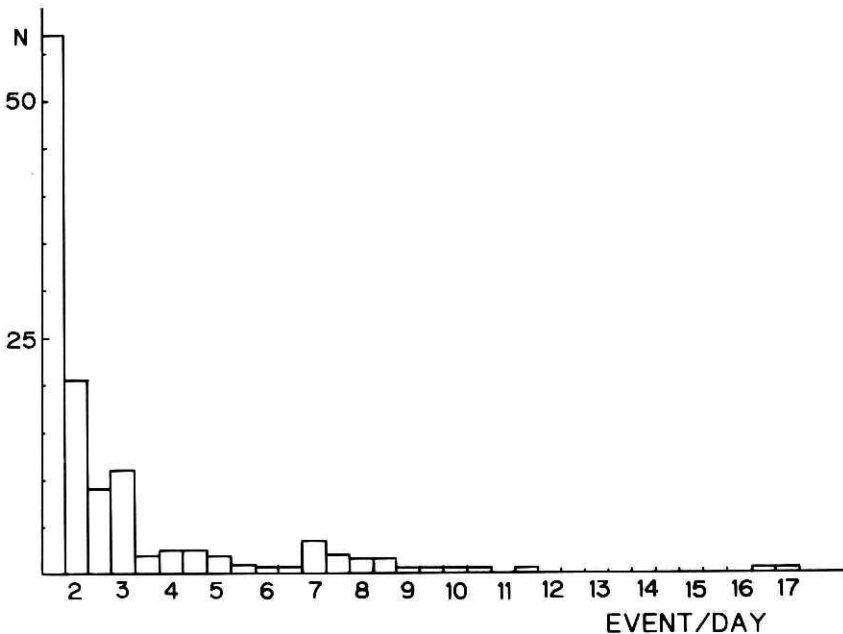


図 2-9 東京湾北部の地震の 2 日毎の移動平均による日別地震回数頻度分布(1974-1986)

Fig. 2-9 Frequency distribution of daily number of the earthquakes in the north of Tokyo bay. (1974-1986, running average of two days)

いることがわかる。この相似地震の活動は 2～3 日で終了する場合もあれば、1 ヶ月程度断続的に継続することもある。

さらに東京湾北部の地震の波形を詳細に比較すると、同じグループの群発地震は相似波形であるが、他のグループの群発地震とは相似とならないことがわかる。従って、1 つの群発地震は東京湾北部のごく狭い地域内で活動しており、このグループの活動が終了すると、次の群発地震は別の場所で発生しているようである。

また、群発地震以外の散発的な地震の波形についても、群発地震の波形や他の散発的な地震の波形との一致が見られないことから、同一場所に地震が発生した可能性は低いのではないかと考えられる。

2.2.4 東京湾北部の群発地震活動の震源域

前節で述べたように、1 つの群発地震活動はその地震波形が大変に相似であることから、殆ど同一の場所で発生していることが推察される。この群発地震の震源域がどの程度の広がりを持っているかは、大変興味深いところである。

1983 年 6 月の群発地震(図 2-10, G14)について、高橋(1984)は深井戸 3 井の磁気テープ記録を再生して、各観測点の S-P 頻度分布を得ている(図 2-11)。図が示すように、3 観測点

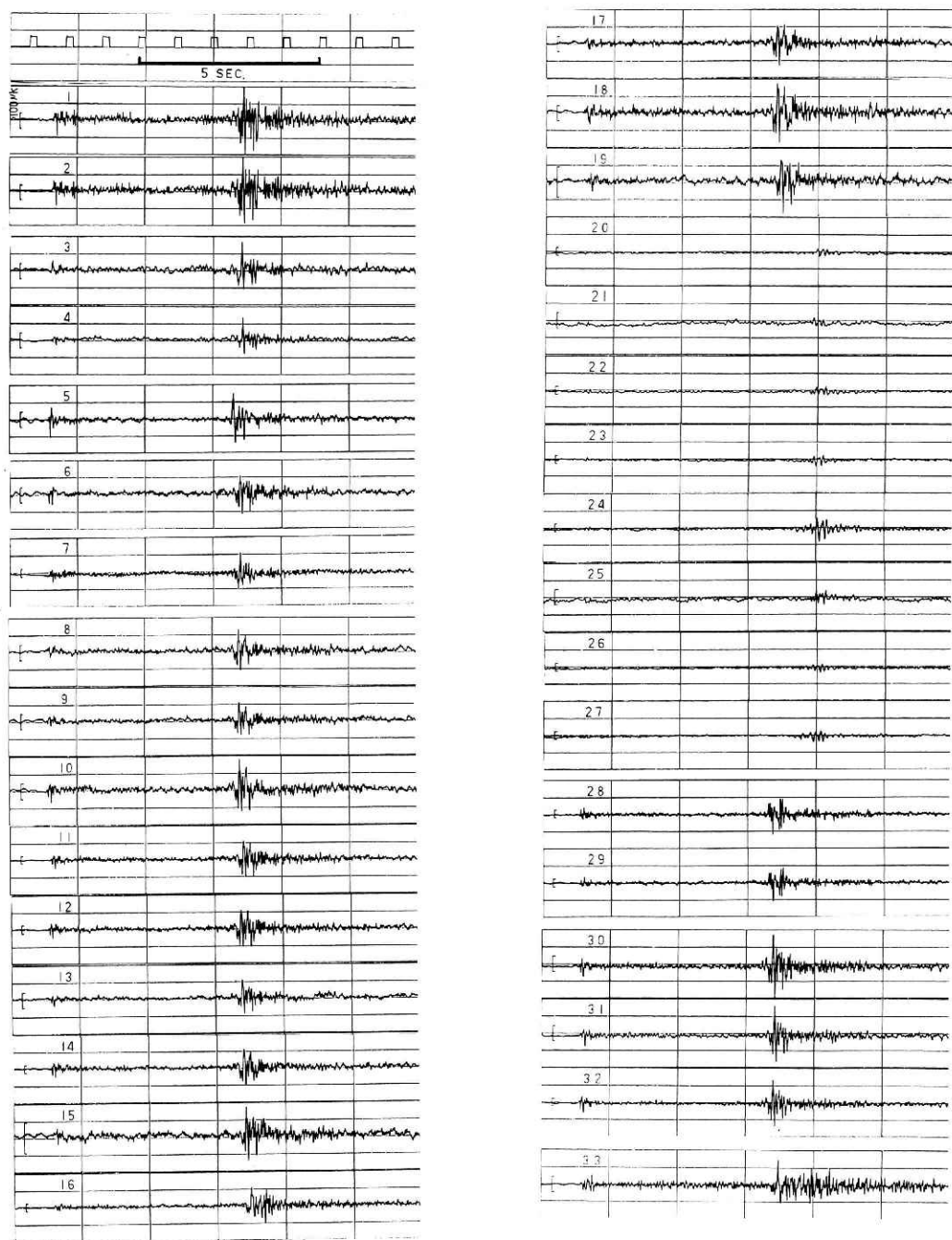
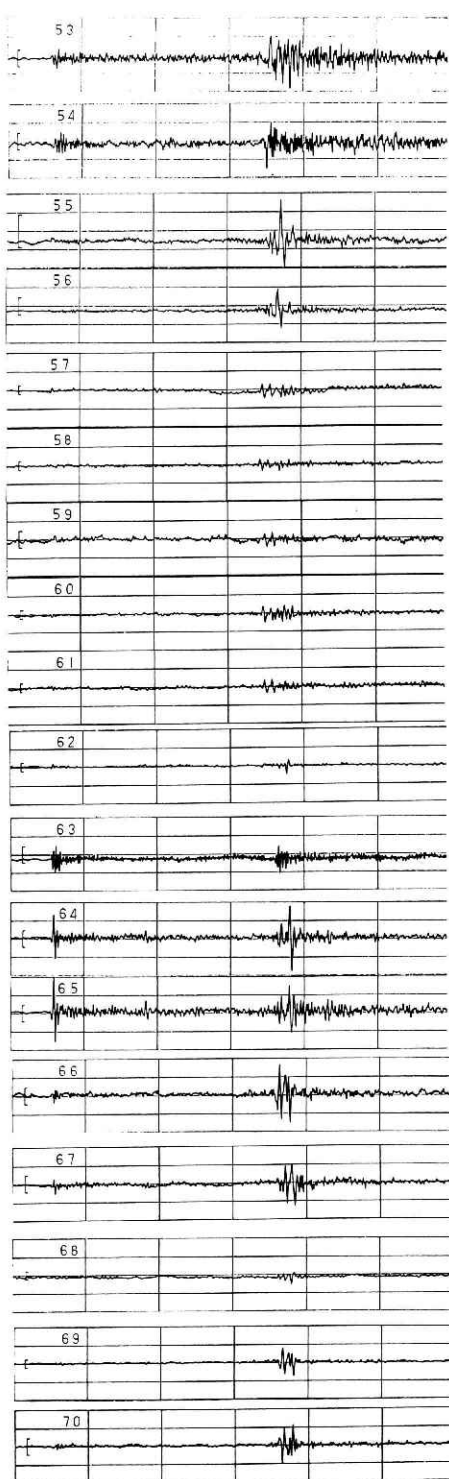
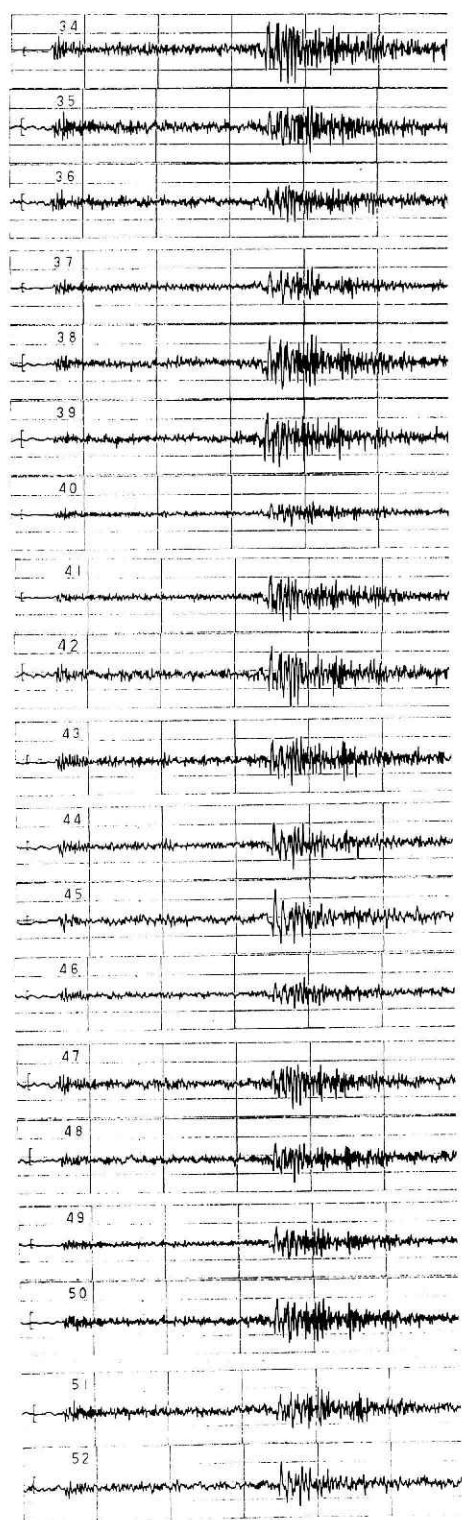
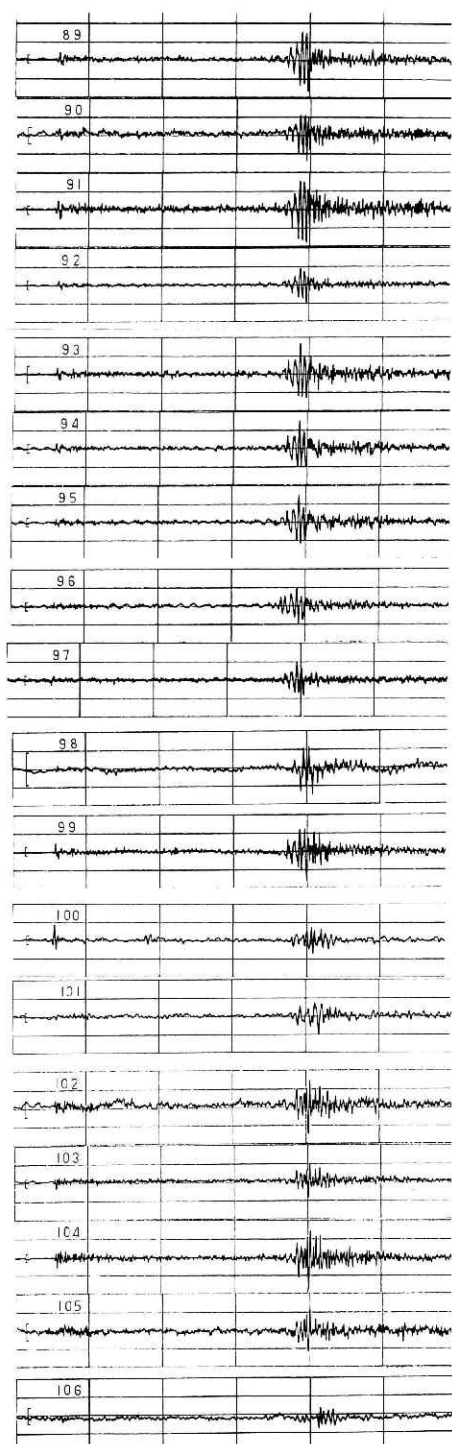
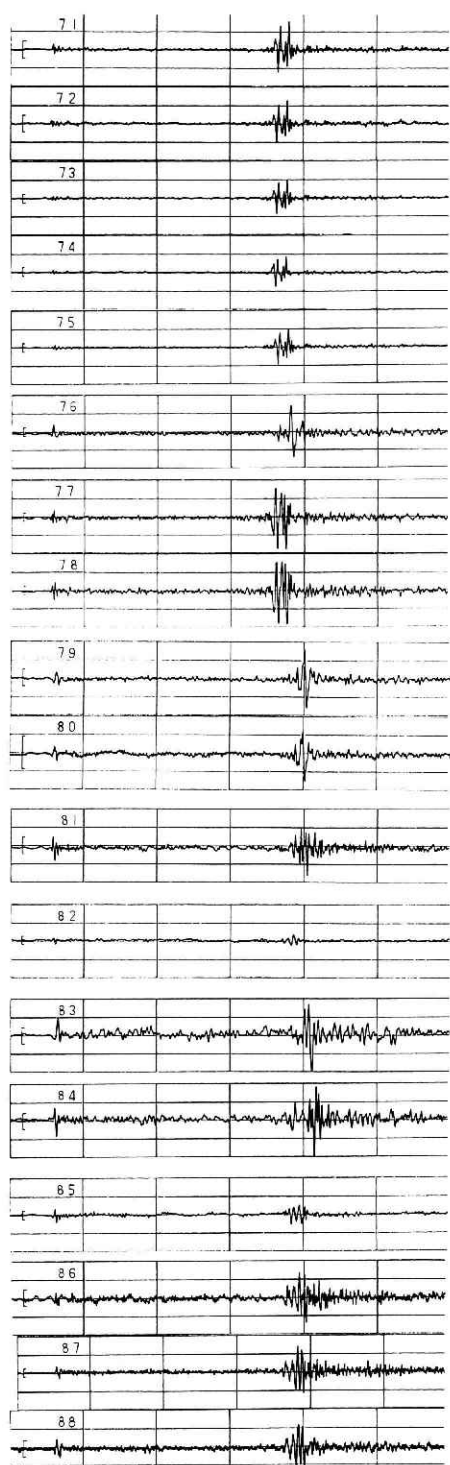
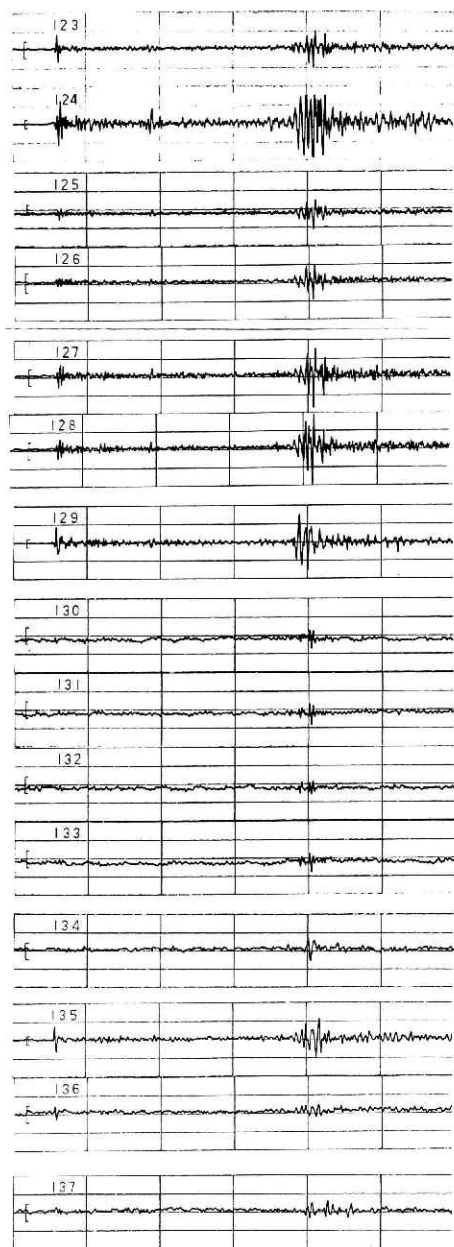
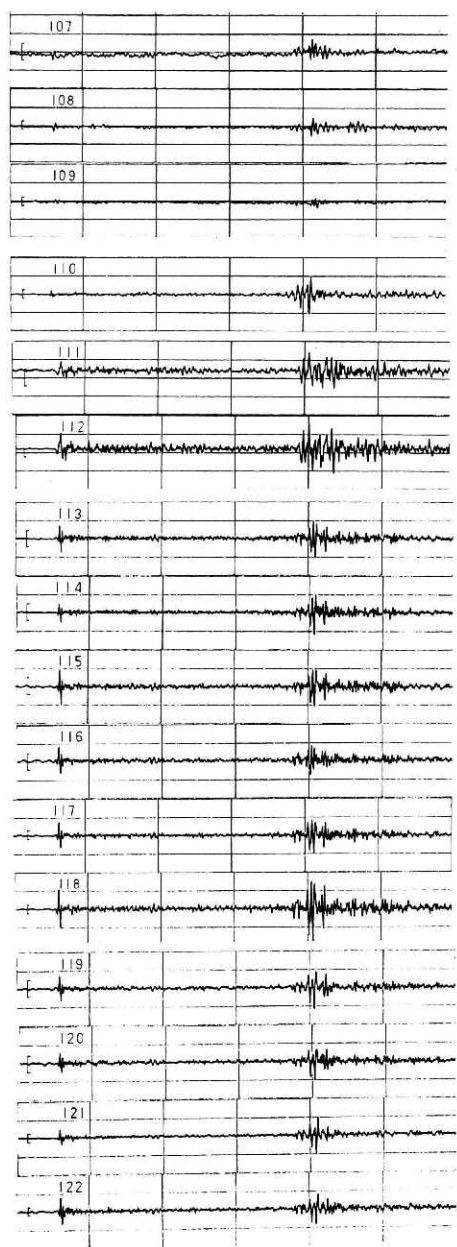


図2-10 東京湾北部の地震波形記録(主なもの)(首号は、表2-2に対応)

Fig. 2-10 Waveforms of earthquakes which occurred in the northern part of Tokyo bay.
Number corresponds to that in Table 2-2.







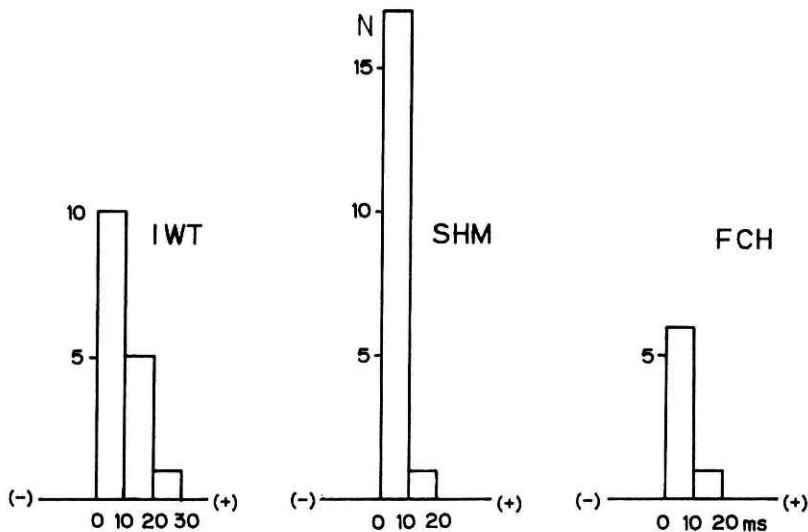


図 2-11 深層井 3 点の群発地震 (G14) の S-P 時間の相対時間差分布

IWT: 岩槻, SHM: 下総, FCH: 府中

Fig. 2-11 Deviation of S-P time of the earthquakes of G14 which observed at the three deep borehole observatoies (IWT, SHM and FCH).

とも S-P 時間の相対値は 30 msec 以内に分布している。このことは、大森定数を 7 と仮定すれば、震源域の広がり が 200 m 程度となることを示している。一方、1979 年 7 月の東京湾北部の群発地震活動について、Tsujiura (1980) は 300 m 程度の震源域の広がり を考えている。上記のように、東京湾北部の群発地震は、非常に狭い範囲内で活動していると推定される。

次に、各群発地震の発生場所の目安を与えるため、1977 年までは Segawa et al. (1988) のデータにより、1987 年以降は国立防災科学技術センターのデータにより、それぞれ求められた各活動別の震央分布を、図 2-12 に示す。その分布は東京湾北部の東西約 30 km、南北 25 km の海域に限られ、震源の深さは 20~30 km に求められている。

2.2.5 東京湾北部の地震活動の b 値

本研究で対象としている東京湾北部の地震 1,512 個のうち、14 回の群発活動に含まれる地震と、その他のものについての各々の規模別頻度分布を図 2-13(a) に示す。これによれば、群発地震に属する地震は $b = 0.74$ となり、それを除く他の散発的な地震の $b = 1.13$ と比べると有意に小さくなっている。また両者を区別せずに b 値を求めると $b = 1.00$ となる (図 2-13(b))。

次に、抽出された群発地震活動 14 例の各々について求めた規模別頻度分布を図 2-14 に示す。各例に含まれる地震数は、最小の G 6 の 8 個を始め、20 個程度のものが 9 例と標本数が

表 2-2 東京湾北部のデジタル化した地震表

Table 2-2 Digitalized earthquake which occurred in the northern part of Tokyo bay.

| No | Y | M | D | H | M | S-P | Group | No | Y | M | D | H | M | S-P | Group |
|----|----|----|----|----|----|-------|-------|----|----|----|----|----|----|-------|-------|
| 1 | 86 | 02 | 12 | 00 | 14 | 5.0 S | | 32 | 77 | 05 | 29 | 07 | 18 | 5.2 S | G 4 |
| 2 | 86 | 02 | 12 | 00 | 16 | 5.0 | | | | | | | | | |
| 3 | 86 | 02 | 11 | 13 | 48 | 5.0 | | 33 | 74 | 10 | 18 | 01 | 17 | 5.3 | |
| 4 | 86 | 02 | 12 | 03 | 12 | 5.0 | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | 34 | 79 | 07 | 11 | 22 | 55 | 5.3 | G 8 |
| 5 | 75 | 07 | 26 | 04 | 38 | 5.0 | | 35 | | | 12 | 07 | 37 | 5.3 | " |
| | | | | | | | | 36 | | | | 14 | 35 | 5.3 | " |
| 6 | 83 | 07 | 01 | 08 | 14 | 5.1 | | 37 | | | | 20 | 28 | 5.3 | " |
| | | | | | | | | 38 | | | | 20 | 58 | 5.3 | " |
| 7 | 85 | 02 | 10 | 05 | 20 | 5.1 | | 39 | | | 13 | 02 | 59 | 5.3 | " |
| | | | | | | | | 40 | | | 22 | 11 | 54 | 5.3 | " |
| 8 | 83 | 06 | 27 | 22 | 10 | 5.2 | G 14 | 41 | | | 25 | 02 | 23 | 5.3 | " |
| 9 | | | | 22 | 55 | 5.2 | " | 42 | | | | 09 | 27 | 5.3 | " |
| 10 | | | | 22 | 58 | 5.2 | " | 43 | | | | 11 | 22 | 5.3 | " |
| 11 | | | | 22 | 59 | 5.2 | " | 44 | | | | 12 | 11 | 5.3 | " |
| 12 | | | | 23 | 03 | 5.2 | " | 45 | | | 30 | 10 | 02 | 5.3 | " |
| 13 | | | | 23 | 05 | 5.2 | " | 46 | | | | 10 | 56 | 5.3 | " |
| 14 | | | | 23 | 25 | 5.2 | " | 47 | | | | 10 | 58 | 5.3 | " |
| 15 | | | 28 | 01 | 51 | 5.2 | " | 48 | | | | 11 | 44 | 5.3 | " |
| 16 | | | 29 | 17 | 55 | 5.2 | " | 49 | | | 31 | 02 | 20 | 5.3 | " |
| 17 | | | | 21 | 40 | 5.2 | " | 50 | | | | 02 | 22 | 5.3 | " |
| 18 | | | | 21 | 56 | 5.2 | " | 51 | | 08 | 02 | 12 | 59 | 5.3 | " |
| 19 | | | | 21 | 58 | 5.2 | " | 52 | | | 03 | 14 | 10 | 5.3 | " |
| | | | | | | | | | | | | | | | |
| 20 | 80 | 09 | 02 | 00 | 10 | 5.2 | G 10 | 53 | 79 | 08 | 12 | 20 | 33 | 5.3 | |
| 21 | | | | 00 | 17 | 5.2 | " | 54 | | 07 | 23 | 12 | 00 | 5.3 | |
| 22 | | | | 00 | 22 | 5.2 | " | 55 | 84 | 10 | 23 | 21 | 48 | 5.3 | |
| 23 | | | | 00 | 29 | 5.2 | " | 56 | | | | 21 | 49 | 5.3 | |
| 24 | | | | 01 | 19 | 5.2 | " | | | | | | | | |
| 25 | | | | 02 | 23 | 5.2 | " | 57 | 80 | 03 | 22 | 06 | 47 | 5.4 | G 9 |
| 26 | | | | 03 | 48 | 5.2 | " | 58 | | | | 08 | 02 | 5.4 | " |
| 27 | | | | 07 | 53 | 5.2 | " | 59 | | | | 08 | 19 | 5.4 | " |
| | | | | | | | | 60 | | | | 14 | 25 | 5.4 | " |
| 28 | 75 | 07 | 30 | 10 | 12 | 5.2 | | 61 | | | 23 | 01 | 47 | 5.4 | " |
| 29 | | | | 11 | 42 | 5.2 | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | 62 | | | | | | | |
| 30 | 77 | 05 | 29 | 06 | 11 | 5.2 | G 4 | | | | | | | | |
| 31 | | | | | | | | | | | | | 63 | | |

| No. | Y | M | D | H | M | S—P | Group | No. | Y | M | D | H | M | S—P | Group |
|-----|----|----|----|----|----|-------|-------|-----|----|----|----|----|----|-------|-------|
| 62 | 79 | 11 | 19 | 09 | 52 | 5.6 S | | 84 | 82 | 11 | 22 | 06 | 56 | 5.9 S | |
| | | | | | | | | | | | | | | | |
| 63 | 85 | 01 | 13 | 14 | 58 | 5.6 | | 85 | 78 | 04 | 03 | 04 | 04 | 6.0 | |
| | | | | | | | | | | | | | | | |
| 64 | 83 | 01 | 01 | 22 | 55 | 5.7 | | 86 | 77 | 12 | 08 | 13 | 23 | 6.0 | G 5 |
| 65 | | | 03 | 19 | 59 | 5.7 | | 87 | | | 09 | 07 | 29 | 6.0 | " |
| | | | | | | | | 88 | | | | 11 | 44 | 6.0 | " |
| 66 | 83 | 04 | 23 | 17 | 26 | 5.7 | | 89 | | | | 12 | 52 | 6.0 | " |
| | | | | | | | | 90 | | | | 13 | 45 | 6.0 | " |
| 67 | 79 | 11 | 25 | 23 | 58 | 5.7 | | 91 | | | | 14 | 15 | 6.0 | " |
| | | | | | | | | 92 | | | 10 | 23 | 40 | 6.0 | " |
| 68 | 80 | 04 | 05 | 07 | 27 | 5.7 | | 93 | | | | 11 | 22 | 21 | 6.0 |
| | | | | | | | | 94 | | | | 19 | 07 | 26 | 6.0 |
| 69 | 82 | 07 | 25 | 17 | 21 | 5.7 | | 95 | | | | 07 | 35 | 6.0 | " |
| | | | | | | | | 96 | | | | 07 | 50 | 6.0 | " |
| 70 | 76 | 05 | 08 | 21 | 44 | 5.8 | G 2 | 97 | | | 25 | 16 | 46 | 6.0 | " |
| 71 | | | | 23 | 05 | 5.8 | " | 98 | | | 30 | 14 | 54 | 6.0 | " |
| 72 | | | | 23 | 06 | 5.8 | " | 99 | 78 | 01 | 03 | 13 | 31 | 6.0 | " |
| 73 | | | 09 | 05 | 05 | 5.8 | " | | | | | | | | |
| 74 | | | | 05 | 50 | 5.8 | " | | | | | | | | |
| 75 | | | | 21 | 28 | 5.8 | " | 100 | 82 | 05 | 19 | 15 | 24 | 6.0 | |
| | | | | | | | | 101 | | | 20 | 09 | 30 | 6.0 | |
| 76 | 77 | 07 | 24 | 14 | 18 | 5.8 | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | 102 | 78 | 11 | 16 | 13 | 59 | 6.1 | G 7 |
| 77 | 77 | 07 | 26 | 05 | 46 | 5.8 | | 103 | | | 17 | 04 | 44 | 6.1 | " |
| 78 | | | | 05 | 48 | 5.8 | | 104 | | | 20 | 20 | 59 | 6.1 | " |
| | | | | | | | | 105 | | | 21 | 13 | 54 | 6.1 | " |
| 79 | 84 | 05 | 15 | 13 | 13 | 5.8 | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | 106 | 80 | 09 | 10 | 23 | 36 | 6.1 | G 11 |
| 80 | 84 | 05 | 18 | 03 | 05 | 5.9 | | 107 | | | 11 | 03 | 22 | 6.1 | " |
| | | | | | | | | 108 | | | | 06 | 40 | 6.1 | " |
| 81 | 77 | 06 | 27 | 04 | 47 | 5.9 | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | |
| 82 | 81 | 02 | 31 | 21 | 09 | 5.9 | | 109 | | | 12 | 00 | 03 | 6.1 | " |
| | | | | | | | | | | | | | | | |
| 83 | | | | | 82 | | | 110 | 85 | 07 | 31 | 16 | 38 | 6.1 | |
| | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | |

| No. | Y | M | D | H | M | S—P | Group | | | | |
|-----|----|----|----|----|----|-------|-------|-----|----|-------------|---------|
| 111 | 74 | 04 | 22 | 06 | 20 | 6.2 S | G 1 | 127 | 16 | 12 | 6.2 " |
| 112 | | | | 08 | 11 | 6.2 | " | 128 | 18 | 49 | 6.2 " |
| 113 | | | 30 | 00 | 13 | 6.2 | " | | | | |
| 114 | | | | 04 | 41 | 6.2 | " | 129 | 74 | 07 17 02 14 | 6.2 |
| 115 | | | | 16 | 21 | 6.2 | " | | | | |
| 116 | | 05 | 08 | 06 | 06 | 6.2 | " | 130 | 81 | 03 12 12 03 | 6.2 G12 |
| 117 | | | | 08 | 54 | 6.2 | " | 131 | | 12 04 | 6.2 " |
| 118 | | | | 15 | 56 | 6.2 | " | 132 | | 13 14 | 6.2 " |
| 119 | | | | 16 | 04 | 6.2 | " | 133 | | 14 03 | 6.2 " |
| 120 | | | | 16 | 17 | 6.2 | " | | | | |
| 121 | | | 09 | 03 | 43 | 6.2 | " | 134 | 81 | 10 17 04 42 | 6.2 |
| 122 | | | | 10 | 28 | 6.2 | " | | | | |
| 123 | | | | 23 | 04 | 6.2 | " | 135 | 81 | 12 24 21 24 | 6.2 |
| 124 | | | 10 | 07 | 54 | 6.2 | " | 136 | | 22 48 | 6.2 |
| 125 | | | | 07 | 54 | 6.2 | " | | | | |
| 126 | | | | 11 | 45 | 6.2 | " | 137 | 81 | 07 14 12 22 | 6.5 |

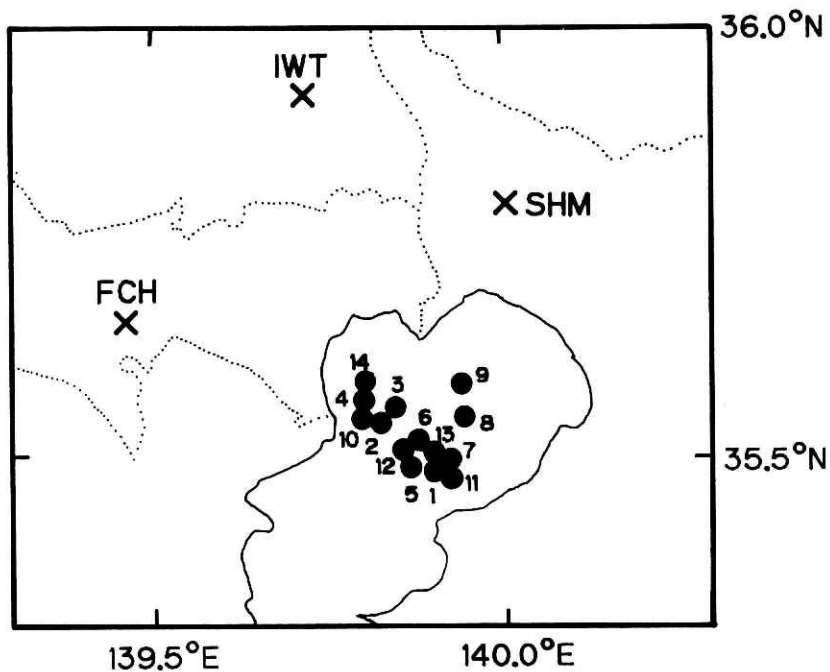


図2-12 東京湾北部の群発地震活動域の分布

Fig. 2-12 Active area of earthquake swarms of the north of Tokyo bay.

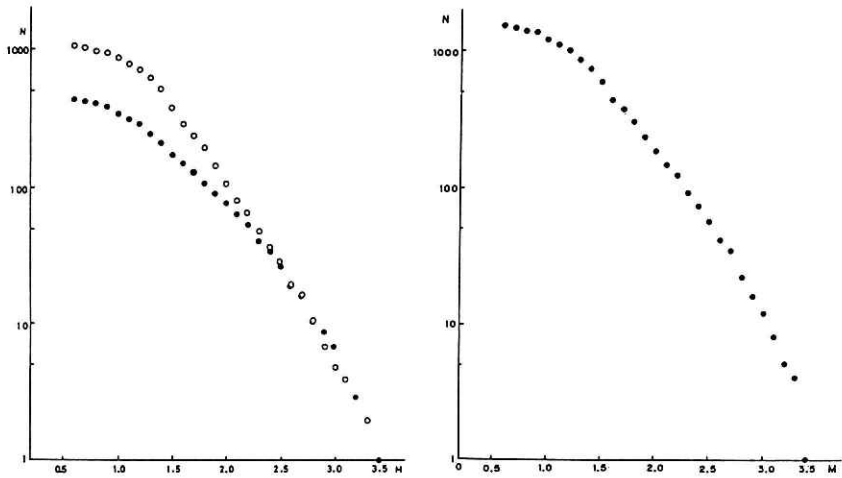


図 2-13 東京湾北部の地震の規模別頻度分布

(a)黒：群発地震，白：群発地震を除く，(b)全データ

Fig. 2-13 Magnitude number relation in earthquakes in the northern part of Tokyo bay.

(a)black : swarms, white : sporadic events, (b)all data.

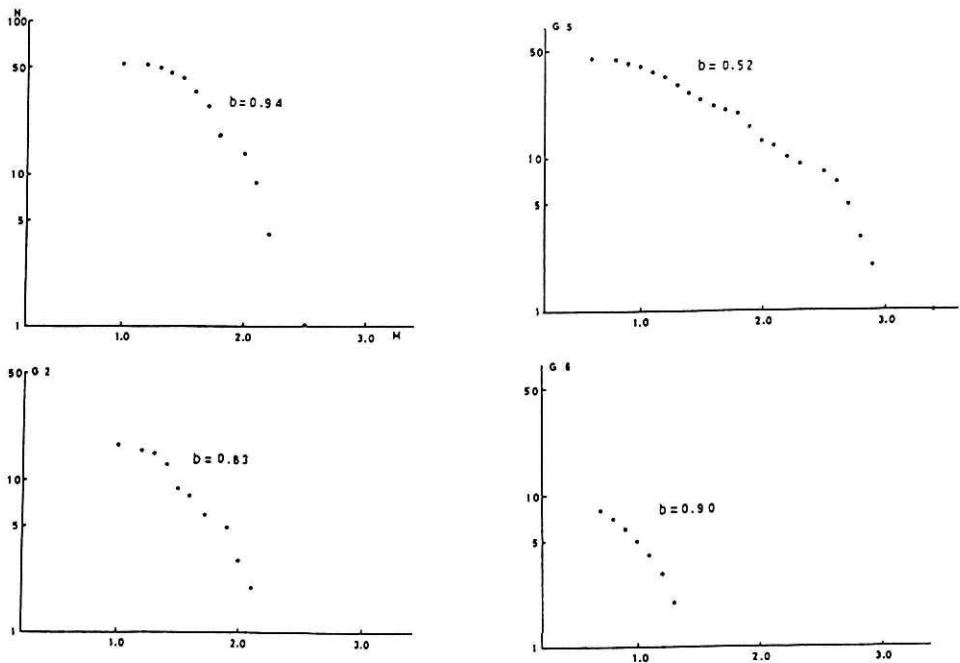


図 2-14 各群発地震の規模別頻度分布

Fig. 2-14 Magnitude-number relation in each earthquake swarm.

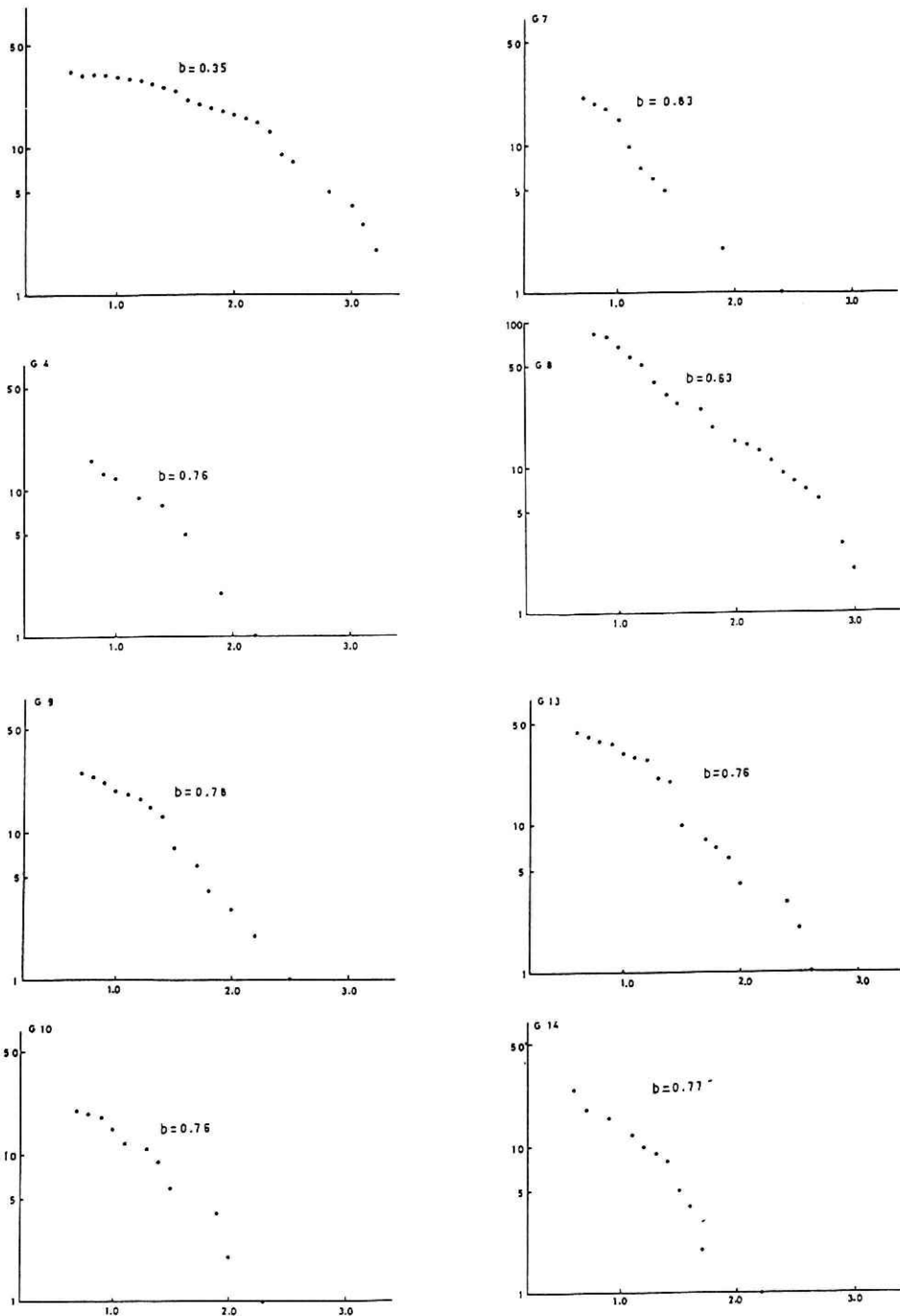


図 2-14 各群発地震の規模別頻度分布(つづき)

Fig. 2-14 Magnitude-number relation in each earthquake swarm.

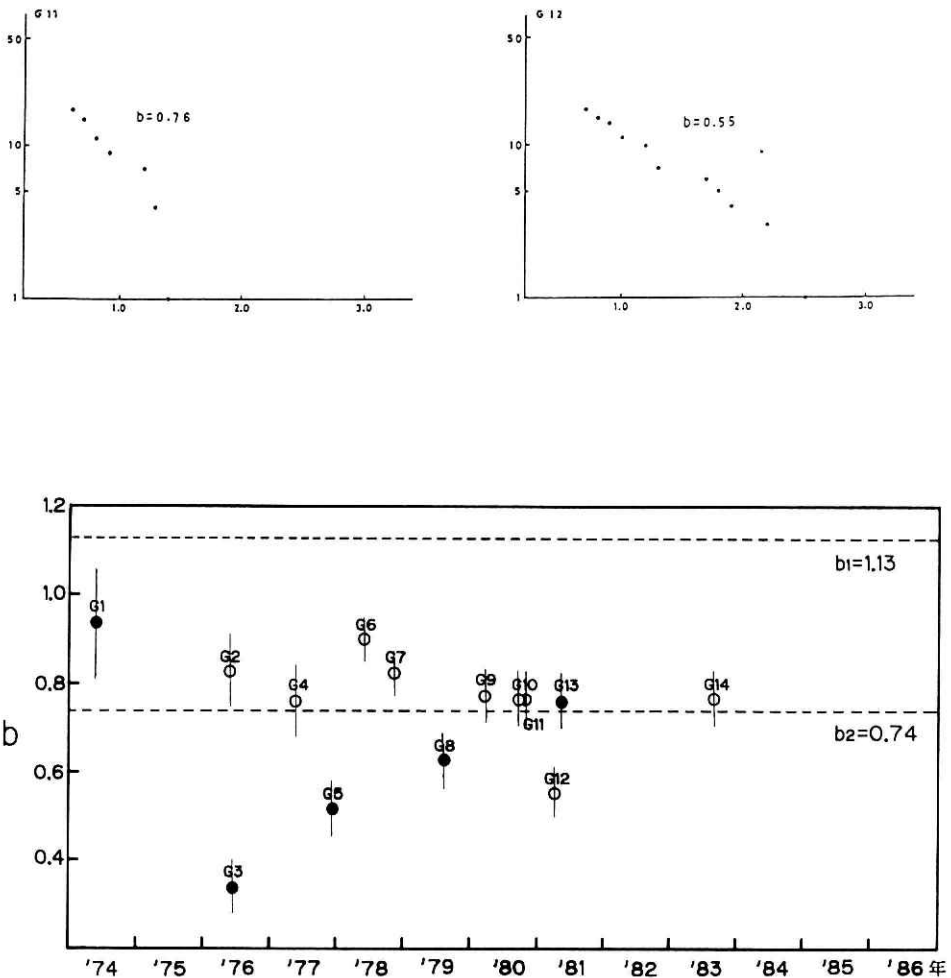


図 2-15 群発地震の b 値の経時変化

黒丸：地震数30個以上の群発地震，白丸：29個以下， b_1 ：群発以外の地震の b 値， b_2 ：群発地震の b 値

Fig. 2-15 Time sequence of b value of the earthquakes in the north of Tokyo bay.

black：obtained from earthquake swarm contain more than 30 event, white：less than 29,

b_1 ： b -value obtained from all event

b_2 ： b -value obtained from swarm event

少なく，ばらつきが多いために精度良い b 値の推定は困難だが， $M1.0 \sim 2.0$ の間の傾きに注目して b 値を求めた結果を同図中に記してある。

この b 値を群発地震活動の発生順に示したのが図 2-15 である。精度の目安を与えるため，さらに M が 1 と 2 付近の傾きから b 値を見積もり，そのばらつきの範囲を細線で示してある。特に 1976 年 6 月の G 3 は，地震数が 36 であるが，比較的 M の大きめの地震が短時間に多く発

生したために b 値は0.35と異常に小さい。また、1977年12月のG 5は地震数45で0.52、1979年7月のG 8は地震数81で0.63と、地震数の多い活発な活動ほど b 値の小さい傾向がある。

以上のように、東京湾北部の地震活動では、平常時の b 値に対し、群発地震活動時は明らかに b 値が小さくなり、特に、活発な群発地震活動ではさらに小さな値となる傾向があるなど、Suyehiro et al.(1964)が指摘する前震的な性質が見受けられる。

3. 東京湾北部の群発地震活動と周辺の大きな地震発生との関連

東京湾北部の群発地震活動に引き続いて、周辺地域で比較的規模の大きな地震が発生するという事例が、これまでに何度か報告されている。図3-1は、群発地震活動と引続き発生したM5級の地震との関連を、時系列で示した例である(高橋(末), 1978, 1982)。

ここでは、既に述べたような、東京湾北部における1日7個以上の群発地震活動が、周辺の大きな地震に対し、高橋(1978)のように前駆的に振舞うのか、あるいは、大きな地震の影響を受けて活動しているか等に関して、総合的な検討を加える。

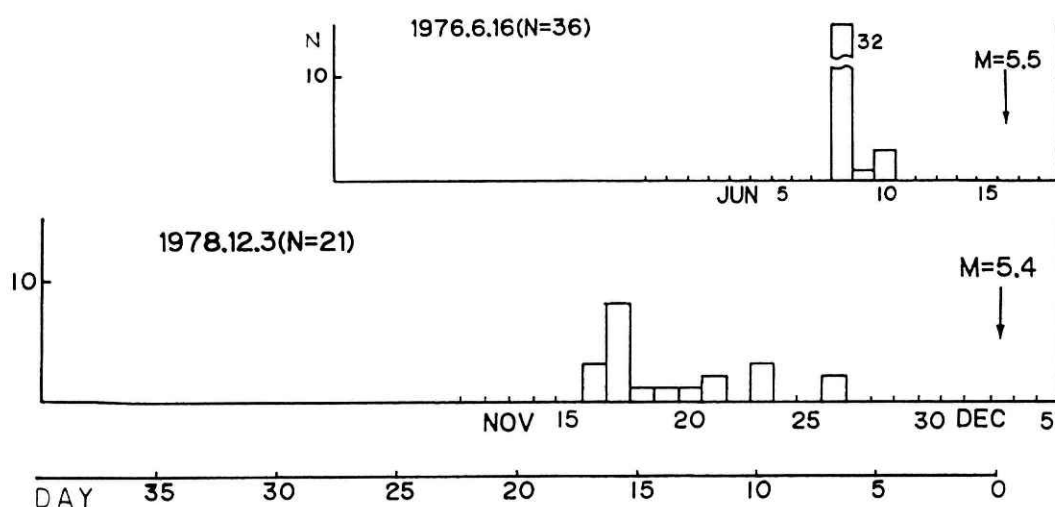


図3-1 東京湾北部の群発地震に引き続き大きな地震が発生した例

Fig. 3-1 Time sequence of the earthquake swarm represented by daily number of shocks and occurrence of corresponding major earthquake indicated by an arrow.

3.1 東京湾北部周辺の大きな地震の発生状況

まず、東京湾北部周辺地域の全般的な地震活動状況を、気象庁地震月報のデータに基づき調査してみる。

東京湾北部群発地震群のほぼ中心である(35.6'N, 139.9'E)を原点にとり、そこから半径150km以内、震源の深さが100km以浅に発生した地震を考察の対象とする。この区域内で1974年から1986年までの13年間に発生したM4.0以上の地震数、及びそれから計算される各M範囲別の年平均発生回数は、表3-1に示すようになる。

次に、この地震の発生状況を統計的に見てみる。

平均生起頻度S回/時間の独立事象がt時間にx回発生する確率は、

$$P(x) = (1/x!) (St)^x \exp(-St) \quad (1)$$

で与えられる。

この式から、t 時間内に事象が1回も起こらない確率は、

$$P(0) = \exp(-St) \quad (2)$$

である。

したがって、上述の地震が時間的にランダムに発生しているとすれば、t時間内に少なくとも1個の地震が偶然に発生する確率は、

$$q = 1 - \exp(-St) \quad (3)$$

となる。

表3-1 深さ100km以浅の東京湾北部からの距離別地震回数(1974-1986)

Table 3-1 Number of earthquakes which occurred at various distances from the north of Tokyo bay in a period of 1974-1986.

| △ NUMBR M | ≤ 30KM | | ≤ 50KM | | ≤ 70KM | | ≤ 150KM | | ≤ 200KM | |
|-----------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|---------|--------|
| | N | N/YEAR | N | N/YEAR | N | N/YEAR | N | N/YEAR | N | N/YEAR |
| ≥ 4.0 | 56 | 4.30 | 117 | 9.00 | 183 | 14.1 | 680 | 52.3 | 869 | 66.8 |
| ≥ 4.5 | 18 | 1.38 | 33 | 2.54 | 43 | 3.31 | 213 | 16.4 | 281 | 21.6 |
| ≥ 5.0 | 1 | 0.08 | 9 | 0.69 | 16 | 1.23 | 80 | 6.15 | 109 | 8.39 |
| ≥ 5.5 | 0 | — | 4 | 0.31 | 6 | 0.46 | 33 | 2.54 | 41 | 3.15 |
| ≥ 6.0 | 0 | — | 3 | 0.23 | 3 | 0.23 | 15 | 1.15 | 16 | 1.23 |
| ≥ 6.5 | 0 | — | 0 | — | 0 | — | 4 | 0.31 | 6 | 0.46 |
| ≥ 7.0 | 0 | — | 0 | — | 0 | — | 1 | 0.077 | 2 | 0.15 |

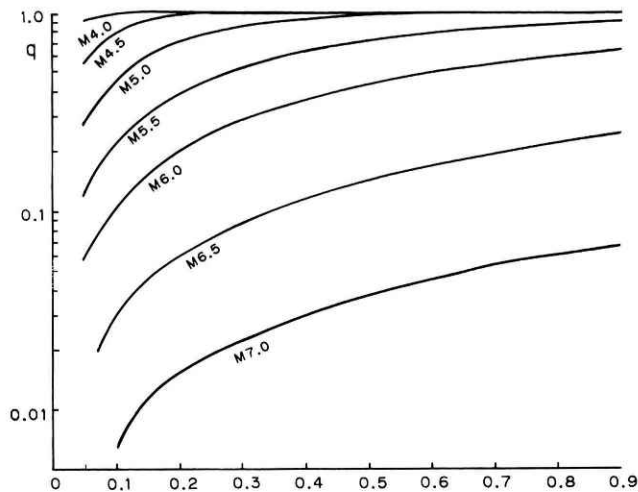


図3-2 単位時間 t (年)の規模別地震の発生確率 ($\Delta \leq 150\text{km}$, $H \leq 100\text{km}$)

Fig. 3-2 Occurrence probability q of earthquakes in a period t , (year), for various magnitudes, $\Delta \leq 150\text{km}$, $H \leq 100\text{km}$.

この式に、半径150km以内における各 M 範囲の地震の年平均発生数 S を代入し、 t が0.05年から0.9年までの範囲について q の値の変化を示したものが、図3-2である。

この図から見ると、震央距離が150kmの場合、0.05年(約18日)程度の短期間であっても、 $M4.0$ 以上の地震ではその発生確率は1に近くなるので、地震前兆を識別する上で、その有意性を議論することは不可能である。

一方、 M の値を5.0とし、 t を0.1年とすれば q の値は0.5より小さくなる。すなわち、 $M5$ 級の地震について40日程度以内であれば、その地震がランダムに発生する確率は1/2を下回るのので偶然性が低くなり、議論が意味をもつものと考えられる。そこで、以下では、この範囲で周辺の地震活動の変遷を調べることにする。

3.2 群発地震活動前後の大きな地震の発生状況

東京湾北部の1日当たり7個以上の群発地震が、周辺の大きな地震に対し、前駆的であるかどうか等を調べるため、各々の群発地震の活動開始日を基準として、前後180日間について $M5$ 以上の地震が10日間ごとに何個発生したかを求め、14回の群発活動について合算した。

図3-3(a)にこの結果を示すが、群発活動のあと50日間に18個の地震が集中的に分布し、この前後では分布がばらつく傾向がある。このことは、東京湾北部の群発地震活動は、その活動の前に発生した周辺の大きな地震の影響によるのではなく、むしろ大きな地震の前駆的な現象であることを示唆している。

この50日以内の18個の地震のなかには、1ヶ月以内に接近して起こる群発活動があるため

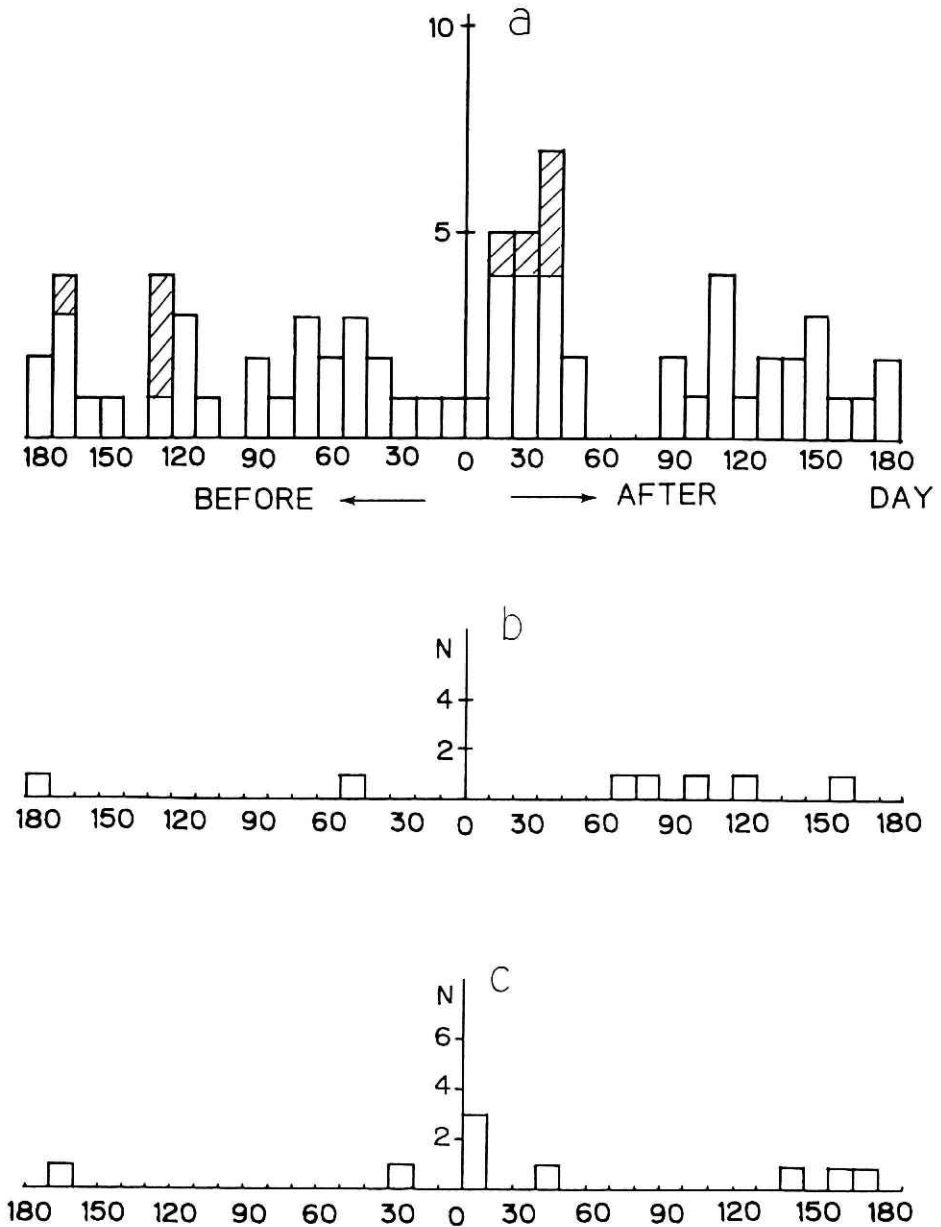


図3-3 顕著な群発活動開始日を基準とした10日ごとの前後半年間におけるM5以上の地震の発生回数。斜線は余震
(a) $\Delta \leq 150\text{km}$, $M > 5.0$, (b) $150\text{km} < \Delta \leq 250\text{km}$, $M \geq 6.0$, (c) $\Delta \leq 30\text{km}$, $5.0 < M \leq 4.0$

Fig. 3-3 Time sequence of earthquake number (in every 10 days). The origin is set on the day when remarkable swarm started. The shadowed portion indicates the number of aftershocks.

(a) $\Delta \leq 150\text{km}$, $M > 5.0$, (b) $150\text{km} < \Delta \leq 250\text{km}$, $M \geq 6.0$, (c) $\Delta \leq 30\text{km}$, $5.0 > M \geq 4.0$

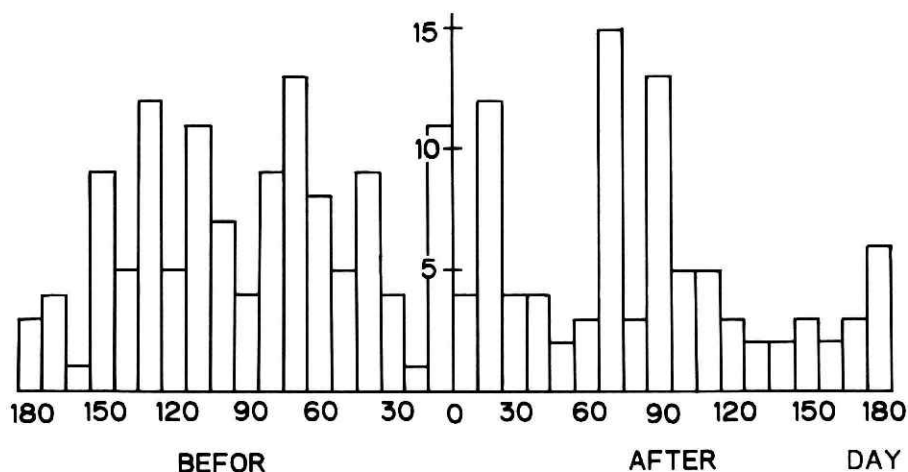


図 3-4 1日4～6個の弱い地震活動日を基準として発生回数

Fig. 3-4 Time sequence of earthquake number (in every 10 days). The origin is set on the day when small swarm (4~6 a day) started.

に、同一地震が重複して算えられており、実際の地震数は11個である。なお、同図では余震を斜線で示して区別しているが、これらを除いても、全体の傾向に変化はない。

一方、1日当たり4個から6個の地震が東京湾北部に発生した日を基準として同様の図を作ってみると図3-4のようになり、特徴ある傾向は現れてこない。このことは、東京湾北部の地震発生回数が少ない場合は、これに前後して発生する周辺の大きな地震との相関が殆ど無い事を示している。

次に、この群発地震活動後50日以内の範囲に集中している地震について、その特徴を調査してみる。

3.3 群発地震活動に引き続いて発生した大きな地震の特徴

図3-5に、東京湾北部の群発地震活動後50日以内に発生したM5以上の地震の震央分布を黒丸で示す。これらの地震の発生様式を概観してみよう。

山梨県東部の1977年6月M5.5の地震(1)は、気象庁地震課(1977)によって関東地震と調和した逆断層の発震機構が求められている。これは、フィリピン海プレート先端部が本州の地殻と衝突して起こす地震と考えられている。(Ishibashi, 1985; 笠原, 1985)。また1983年8月には、前記の地震に近い東側で山梨県東部M6.0の地震(2)が起きた。この地震は岡田(1984)が報告しているように、本震は北西—南東の主圧力軸を持つストライクスリップの地震であるのに対し、その余震は東西主圧力軸の逆断層となるなど、複雑な様相を示す。この地震は、フィリピン海プレートの内部変形に関連して起こったものと考えられている(笠原, 1985)。

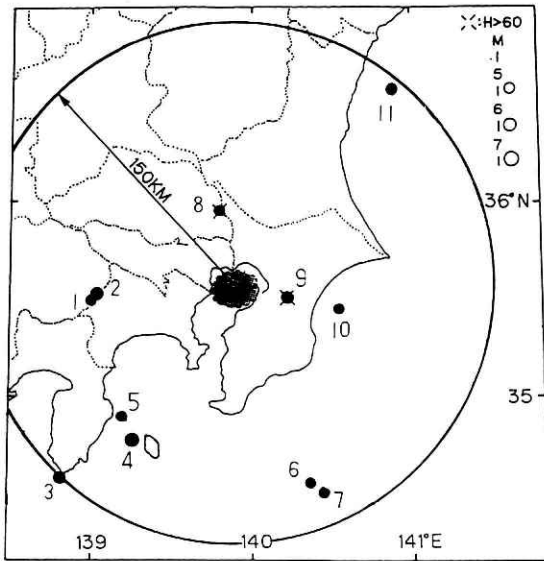


図3-5 群発地震活動から50日以内に発生した大きな地震の震央分布図
($\Delta < 150\text{km}$, $H < 100\text{km}$, $M \geq 5.0$)

Fig. 3-5 Epicenters of big earthquakes occurred after the swarms in 50 days.

$\Delta < 150\text{km}$, $H < 100\text{km}$, $M \geq 5.0$

伊豆半島沖の1974年5月M6.9の地震(3)は石廊崎断層を出現させ、そのメカニズム解は、ほぼ南北主圧力軸をもつストライクスリップの地震でフィリピン海プレート内部の地震である(Abe, 1975)。また、1978年1月の伊豆大島近海地震M7.0(4)は、北西-南東の主圧力軸をもつストライクスリップの地震で、フィリピン海プレート内の地震であった(Abe, 1978, Shimazaki, 1982)。1978年12月の伊豆大島近海の地震M5.4(5)は川奈崎沖の群発地震活動に伴って発生し(井元・他, 1979)、その押し引き分布(気象庁, 1979)から主圧力軸が北西-南東のストライクスリップの地震と考えられ、その深さ20kmから明らかにフィリピン海プレート内の地震である。

房総半島南東沖には、1979年8月(6)と1980年5月(7)に、ともにM5.7の地震が起きている。これらの地震は、瀬野(1986)によれば、前者が正断層、後者は深さがほぼ同じ地震であるが逆断層の地震であり、いずれもフィリピン海プレートと太平洋プレートの境界付近で発生している。

茨城県南西部の1980年9月M5.4の地震(8)はフィリピン海プレート下端で起きた正断層の地震であり、その翌日に起きた千葉県中部のM6.1の地震(9)は、フィリピン海プレートと太平洋プレート間のスラストの地震と考えられる(笠原, 1985)。

1977年6月の房総半島沿岸の地震M5.0(10)は浅い群発活動が活発に発生したうちの1つであり、これらのグループのメカニズムは、関東地震と似かよったストライク成分をもつ逆断層である(笠原, 1985)。また、1980年10月の茨城県沖の地震M5.1(11)は、発震機構と深さから、太平洋プレートと本州弧間のスラストによって起こされたと考えられる。

このように見てくると、11個の地震中10個が、フィリピン海プレートに関係した地震であ

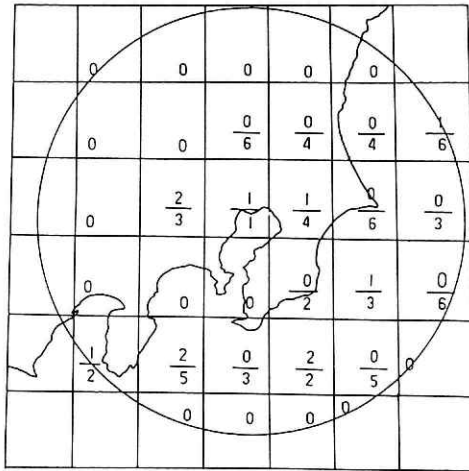


図3-6 経度・緯度0.5度で区分した各域内の大きな地震(下)と50日以内の地震数(上)

Fig. 3-6 The ratio of number of the corresponding earthquakes (upper) to that of all of the earthquakes (lower) in the area of 0.5 degree of latitude and longitude.

り、更に9個が東京湾北部以南に発生していることがわかる。

常時の地震活動度の状況と、前述の50日以内の地震の発生地点との地理的關係を見るため、同地域を緯度・経度とも0.5度で区分し、各区分領域内に発生した全地震の数(下段)と50日以内の地震の数(上段)の分布を図3-6に示す。東京湾北部の区域以南で、この比率は高いことがわかる。

50日以内に発生した地震の中には、全体の地理的分布と離れて、茨城県沖のもの(11)が含まれているが、当地は常時の地震活動度が高いことが知られている(関谷, 1976; 野口, 1984)。一方、千葉県東方はるか沖では、常時の地震活動度が高いにもかかわらず、東京湾北部の群発地震に引き続く地震の発生は少ない。さらに、地震活動の活発な茨城県南西部の深さ40km程度の地震は、フィリピン海プレート上面に起きる地震(笠原, 1985)であるが、これも群発活動から50日以内に発生した事例はない。

これらのことは、フィリピン海プレートに関連する地震であっても、東京湾北部より北側に発生する地震は、群発地震に引き続いて発生しにくいことを示唆している。

3.4 群発地震と周辺の大きな地震発生との関係

東京湾北部からの距離150km以内、深さ100km以浅におけるM5以上の地震のなかで、東京湾北部での群発地震より50日以内に発生した地震11個(図3-5の黒丸)の震央距離とMの關係を示したものが図3-7である。この図は、距離が遠くなる程Mが大きくなる傾向を示す。そこで、以下では、150kmより更に遠方と、東京湾北部ごく近傍の領域における、大きな地震と群発地震との關係を調べることにする。

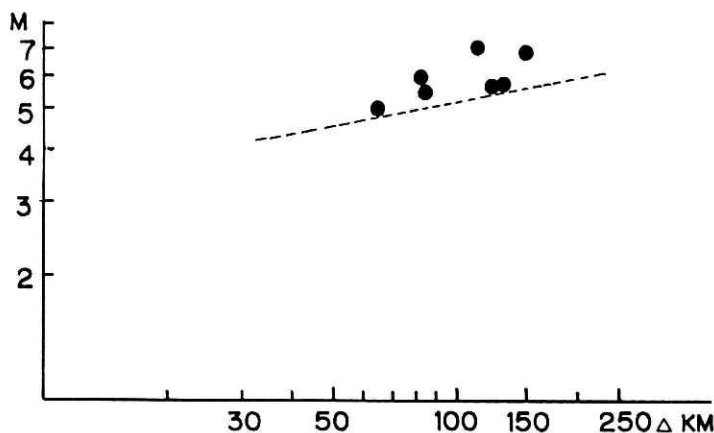


図 3-7 対応地震の規模と東京湾北部からの距離の関係

Fig. 3-7 Relation between magnitude of corresponding earthquake and distance from swarm area.

3.4.1 遠方のM 6 以上の地震との関係

図 3-7 が示すように、震央距離150km以上では、M6程度が相関関係の下限である。ここでは、距離150kmから250kmの地域に発生した深さ100km以浅、M6以上の地震を調べる。図 3-8 に、この条件を満たす、1974年から13年間に発生した 9 個の地震の震央分布を示す。式 3-(3)から、 t を0.2年とすると q は0.2程度となり、この範囲では偶然的要素は多くない。

これらの地震と群発地震との時間的關係を、図 3-3 (b)に示す。9 個の地震中、14回の群発地震の活動開始日から180日以内に発生した地震は 7 個(実数 5 個)であり、群発活動との前後関係でみると、前に起きたものが 2 個、後が 5 個となっており、群発地震後に多く現れている。また地震発生の間隔で見ると、群発地震の60日程度前に 1 個、群発地震後70日から80日のところに 2 個発生しており、他は100日以上離れている。

これらの100日以内の地震の地理的分布(図 3-8)は、茨城県沖の地震を除き、東京湾北部より南側に位置する地震である。

3.4.2 ごく近傍のM 4 クラスの地震との関係

図 3-7 の点線が、東京湾北部の群発地震活動に引続き周辺で発生する地震のMと震央距離の下限の關係を示すとすると、Mが小さくなれば、出現する距離も短くなり、M5.0に対する距離はおよそ70kmとなる。

そこで、3.1節における考察に従い、Mが4から5のM 4 クラスの地震について、0.1年間に偶然に発生する確率を調べてみる。年平均発生数は表 3-1 に示されており、距離を70, 50, 30kmにとった場合、式 3-(3)による確率 q は、それぞれ0.855, 0.709, 0.445となる。

0.5以下となるのは東京湾北部から30km以内のときである。そこでM 4 クラスの地震の検

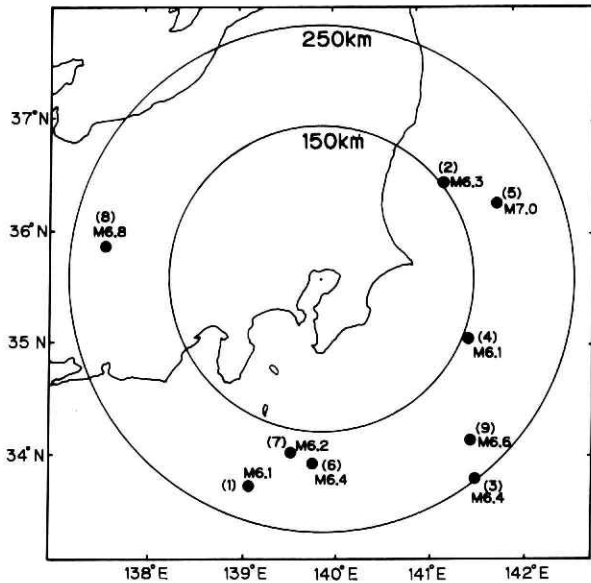


図3-8 距離150km～250kmの範囲内のM6以上の震史分布図(1974-1986)

Fig. 3-8 Epicenters of M6 class earthquake which occurred in zone of $150\text{km} < \Delta < 250\text{km}$ (1974-1986).

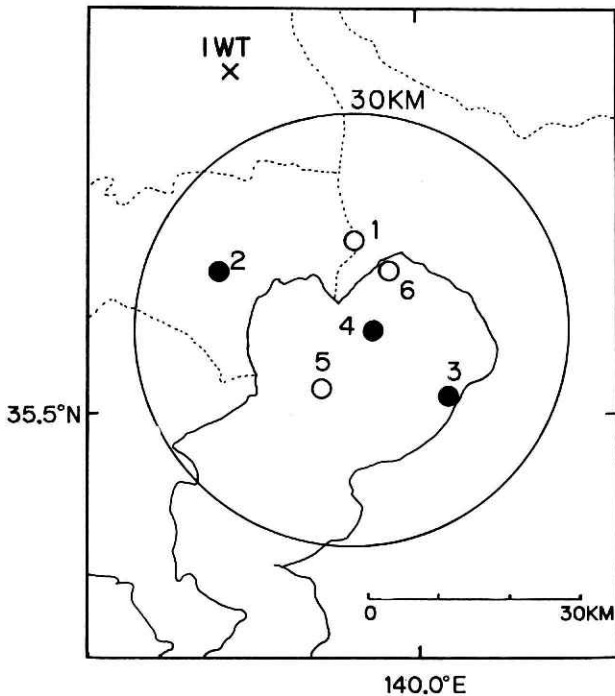


図3-9 距離30km以内、深さ60km以浅のM4クラスの震史分布図(1974-1986)

Fig. 3-9 Epicenters of M4 class earthquakes. (1974-1986).
 $\Delta \leq 30\text{km}$, $H \leq 60\text{km}$

討を意味あるものとするため、以下では30km以内の地震について検討を行う。なお、群発地震の深さが約30kmであり、震央距離を30kmとしたので、検討するM4クラスの地震の深さは約60km以浅とする。この場合の年平均発生数は0.46であり、 t が0.1年の時の確率 q は0.03となるので、偶然的事象となりにくい。このグループの地震の震央分布を図3-9に示す。

既に述べた方法により、これらの地震が東京湾北部の群発地震を基準にしてどのような期間に起こっているかを調べると、図3-3(c)のようになる。同図によれば、4個の地震が群発地震の前後50日以内に発生している。この4個のうち1個は、M5以上が50日以内には起きていない群発地震(G6)の直後に発生しており、2個は、M5以上の地震が比較的長い時間遅れて起きた場合(G2, G4)の際に、より短い時間遅れで発生している。残る1個は、群発地震G1の終了約20日後に発生している。

これらの近傍の地震は、東京湾北部から30km以内の深さ60km以浅であることから、フィリピン海プレート内の地震であり、さきの150km以内のM5地震の場合と似た関係にある。

3.4.3 群発地震活動と対応する大きな地震のまとめ

前節までに述べた通り、東京湾北部の群発地震と周辺で発生する大きな地震とは、良好な対応関係が認められる。図3-10は、東京湾北部の群発地震活動と、引き続き50日以内に発生した大きな地震との時間的関係を、群発地震毎に示したものである。

たとえば、大変活発であった群発地震活動のG8は、房総半島南東沖の地震発生とほぼ同時に活動が停止し、他の例でも、群発地震の終了後10日以内に大きな地震が発生している。また、G2の活動の1ヵ月後にG3の活動があり、それぞれに大きな地震が対応している。これらの事は、個々の群発地震の活動が、引き続き大きな地震と強く結びつき、対応しているように見える。

このように明瞭な対応関係に基づいて、東京湾北部における群発地震活動を検知した場合には、周辺における大きな地震の発生予測が試験的に試みられるようになり、少なくとも5回の成功例が得られている(この経緯に関しては、付録「東京湾北部の群発地震に基づく実験的地震予知」参照)。

表3-2は、群発地震の各グループに対して、50日以内に発生した周辺の大きな地震をまとめたものである。接近して大きな地震がある場合には、原則として、群発地震に近いものを取っている。

以下に、この表について幾つかのコメントを記す。

G4は、表3-2では、東京湾北部の地震と対応させているが、群発地震の22日後に発生した千葉県東方沖のM5.0、深さ40km、東京で震度4の地震も留意すべきである。また、G10の10日後に、G11が9月10日から12日にかけて発生している。この2つの活動は、岩槻のS-P時間が5.2秒、6.1秒と異なることから、別グループであると考えられる。対応する地震は、9月24日茨城県南西部のM5.4および9月25日千葉県中部のM6.1の地震であるが、これらは、いずれも60km以深の地震である。G12とG13は、ともに顕著な活動であったが、対応するとされる大きな地震は50日以内にはなかった。

表3-2の各地震の東京における震度は、活動の最も低かったG6の地震を除き、3を越えている。この様な震度という簡便な指標で表現できることは、図3-7に示した、対応する地

表 3-2 群発地震と対応が推定された地震の表

Table 3-2 The earthquake swarms and corresponding major earthquakes.

| No | 群発地震活動 | | | 引き続いて発生した大きな地震 | | | | | | |
|------|------------|----|-----|----------------|---------|----------------------|-----------------------|------|-----|------------------------|
| | 年月日 | 日数 | 地震数 | 年月日 | 震央地名 | 緯度 | 経度 | 深さ | 規模 | 東京震度の 活動終了からの 日数 |
| G 1 | 1974 4 20 | 22 | 53 | 5 9 | 伊豆半島沖 | 34. 57 ^{°N} | 138. 80 ^{°E} | 10km | 6.9 | 3 — 1 |
| G 2 | 1976 5 8 | 3 | 17 | (6 2 | 東京千葉県境 | 35. 70 | 139. 90 | 60 | 4.1 | 1 (23) |
| | | | | 5 13 | 東京都東部 | 35. 68 | 139. 70 | 40 | 4.2 | 3 |
| | | | | (6 16 | 山梨県東部 | 35. 50 | 139. 00 | 20 | 5.5 | 4 (36) |
| G 3 | 1976 6 8 | 3 | 36 | 6 16 | 山梨県東部 | 35. 50 | 139. 00 | 20 | 5.5 | 4 5 |
| G 4 | 1977 5 28 | 3 | 16 | 6 4 | 東京湾北部 | 35. 52 | 140. 05 | 60 | 4.6 | 3 7 |
| | | | | (6 22 | 千葉県東方沖 | 35. 47 | 140. 53 | 40 | 5.0 | 4 (22) |
| G 5 | 1977 12 8 | 33 | 45 | '88 1 14 | 伊豆大島近海 | 34. 77 | 139. 25 | 0 | 7.0 | 3 5 |
| G 6 | 1978 5 18 | 1 | 8 | 5 26 | 東京湾北部 | 35. 60 | 139. 95 | 60 | 4.2 | 2 8 |
| G 7 | 1978 11 16 | 11 | 21 | 12 3 | 伊豆大島近海 | 34. 88 | 139. 18 | 20 | 5.4 | 3 7 |
| G 8 | 1979 7 11 | 31 | 81 | 8 12 | 房総半島南東沖 | 34. 58 | 140. 38 | 50 | 5.7 | 3 2 |
| G 9 | 1980 3 21 | 4 | 25 | 5 8 | 同上 | 34. 52 | 140. 45 | 60 | 5.7 | 3 44 |
| G 10 | 1980 9 1 | 3 | 20 | 9 24 | 茨城県南西部 | 35. 97 | 139. 80 | 80 | 5.4 | 3 44 |
| | | | | (9 25 | 千葉県中部 | 35. 52 | 140. 22 | 80 | 6.1 | 4 (23) |
| | | | | (10 9 | 茨城県沖 | 36. 33 | 141. 00 | 40 | 5.1 | 2 (36) |
| G 11 | 1980 9 10 | 3 | 17 | (9 24 | 茨城県南西部 | 35. 97 | 139. 80 | 80 | 5.4 | 3 (12) |
| | | | | 9 25 | 千葉県中部 | 35. 52 | 140. 22 | 80 | 6.1 | 4 13 |
| | | | | (10 9 | 茨城県沖 | 36. 33 | 141. 00 | 40 | 5.1 | 2 (27) |
| G 12 | 1981 3 12 | 2 | 17 | — | | | | | | |
| G 13 | 1981 4 4 | 17 | 43 | — | | | | | | |
| G 14 | 1983 6 27 | 3 | 25 | 8 8 | 神奈川山梨県境 | 35. 52 | 139. 02 | 22 | 6.0 | 4 39 |

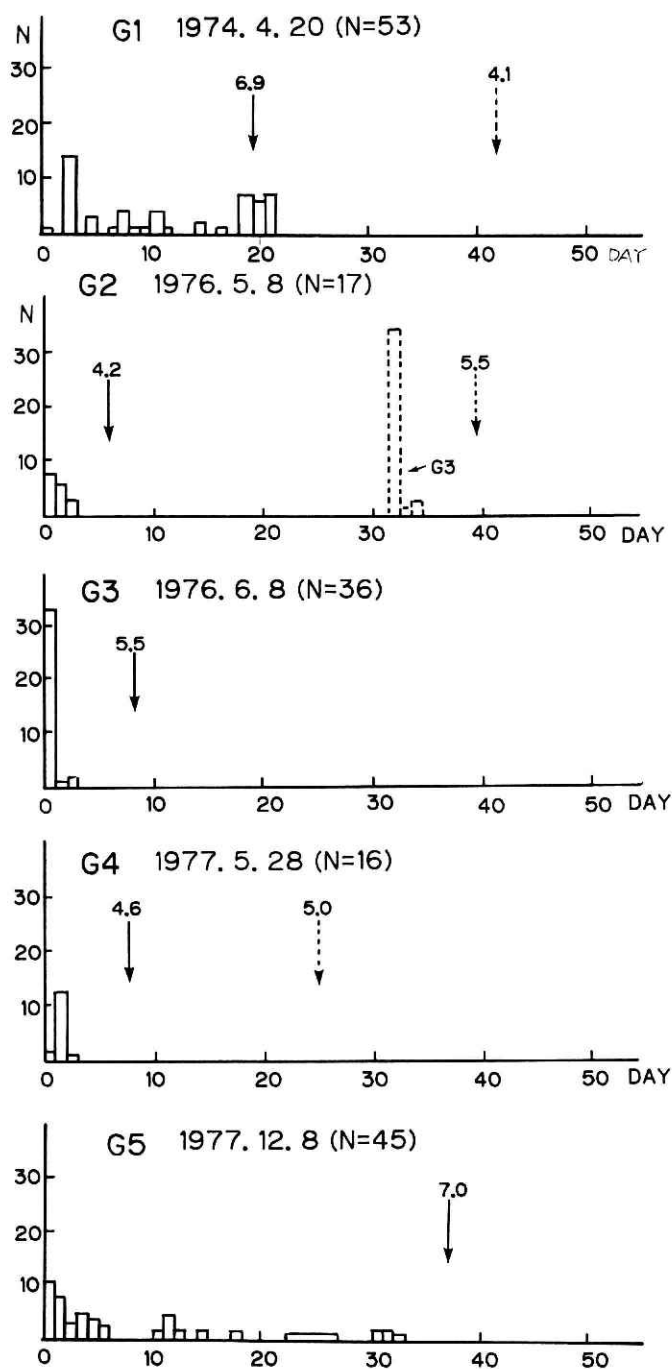
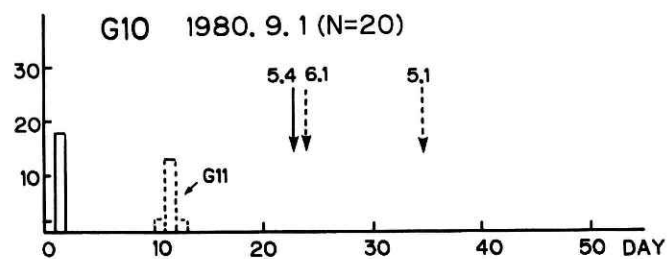
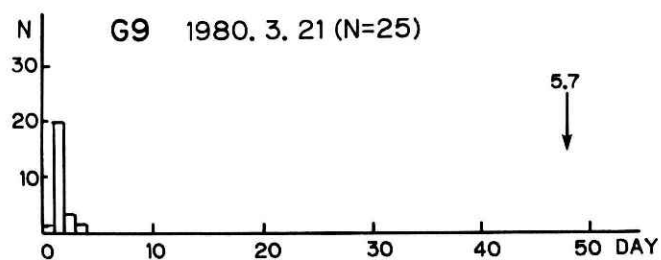
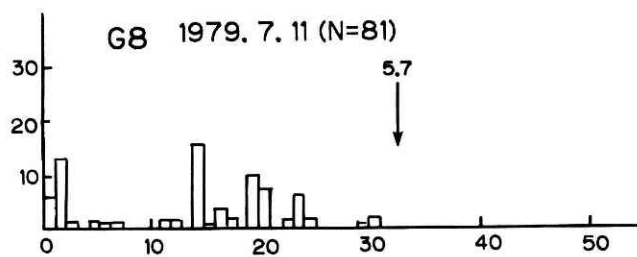
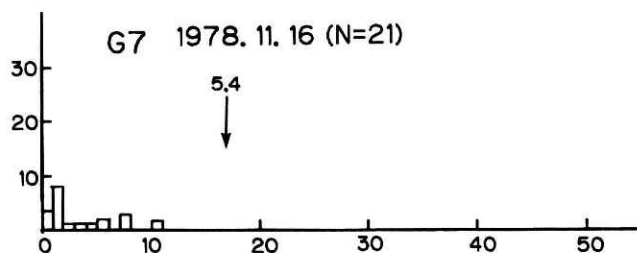
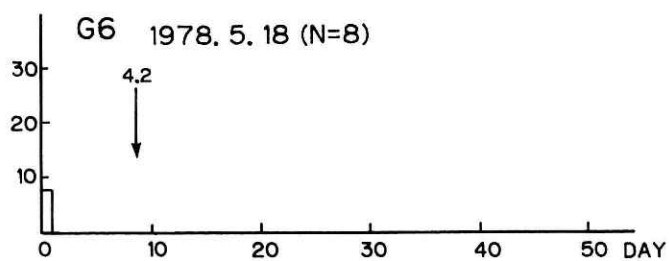
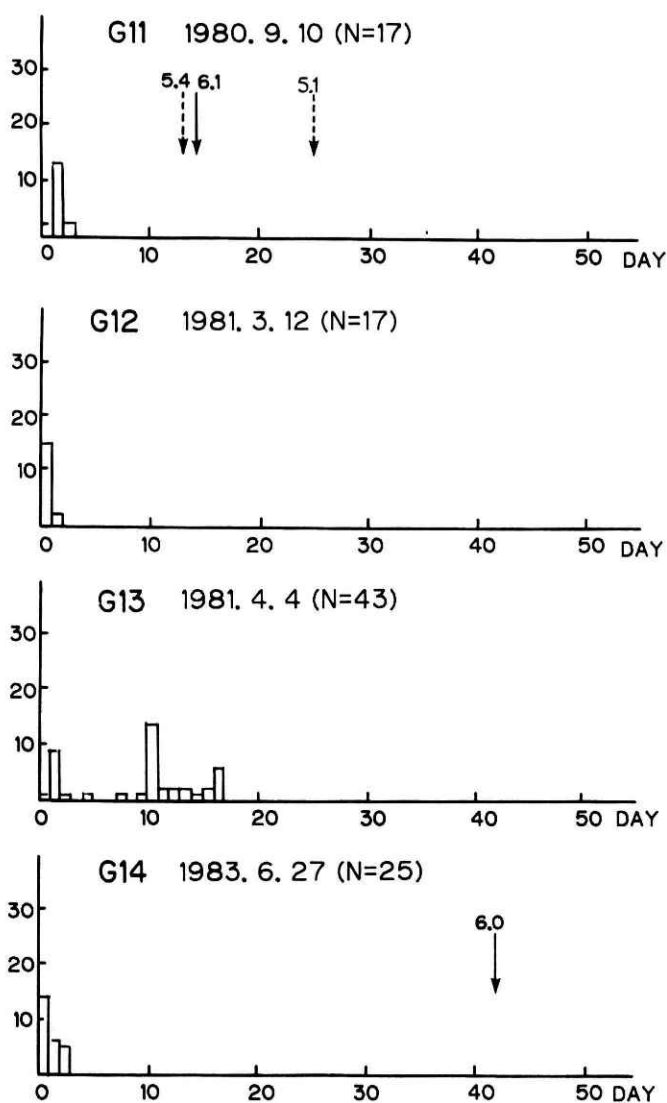


図3-10 群発地震活動後50日以内の大きな地震の規模および時期的な関係

Fig. 3-10 Time sequence of 50 days earthquake swarms represented by daily number of shocks. Occurrence of the corresponding major earthquake is indicated by an arrow.





震のMと群発地震活動域からの距離の関係に示唆されるように、Mが大きいほど、遠くの地震に対する前兆現象を示すことを意味している。

3.4.4 群発地震と対応する大きな地震間の経験則

東京湾北部の群発地震活動と、引き続く50日以内に発生した大きな地震との間には、幾つかの経験則が見られるので、以下に示す。

(1) 群発地震活動開始日からの日数と、50日以内の地震の規模の関係を示すと図3-11のようになる。かなりばらつきは大きいが、規模の大きい程、開始日からの日数(D)が長くなる傾向があり、およそ

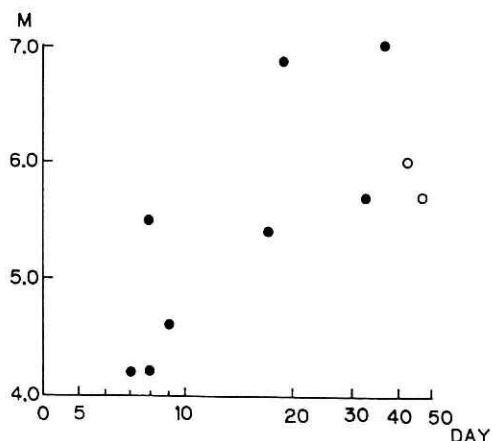


図3-11 先行日数と対応地震の規模の関係
黒丸：1974-1979, 白丸：1980-1986

Fig. 3-11 Relation between magnitude of corresponding major earthquake and leading time of swarms.
black : 1974-1979, white : 1980-1986

$$M = 2.58 \log D + 0.87 \quad (4)$$

という関係を持つ。

(2) 群発地震ごとの b 値と大きな地震の規模の関係を示すと、図3-12のようになる。この図では、規模が大きいほうが b 値が小さいという傾向が見られる。

(3) 群発地震数と大きな地震の規模の関係(図3-13)でも相関がみられ、そのおよその関係式は

$$\log N = 0.28M - 0.12 \quad (5)$$

となる。

(4) 群発地震内の最大地震と大きな地震の規模の間にも相関らしいものが見られるが、ばらつきも大きい(図3-14)。

(5) 図3-15に、群発活動終了日から1週ごとに区切った各期間に大きな地震が発生した回数を示す。群発活動終了から1週間以内に地震が起こる例が5回あり、東京湾北部の群発地震後50以内に起こった地震11個に対し半分近くなる。これは、群発地震地震終了後、まもなく大きな地震が起こることを示している。

以上の関係は、引続き起こる地震の規模や時期を知る手掛かりとなるので、他震予知に役立つであろう。

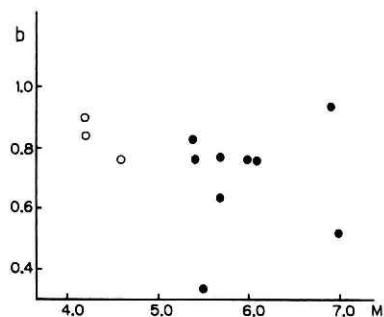


図 3-12 群発地震の b 値と対応地震の規模の関係
黒丸： $M \geq 5.0$ ，白丸： $M < 5.0$

Fig. 3-12 Relation between number of earthquake swarms and magnitude of corresponding major earthquake.
black : $M \geq 5.0$, white : $M < 5.0$

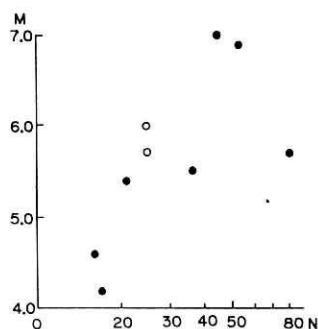


図 3-13 群発地震数と対応地震の規模の関係
黒丸：1974-1979，白丸：1980-1986

Fig. 3-13 Relation between b -value of earthquake swarms and magnitude of corresponding major earthquake.
black : 1974-1979, white : 1980-1986

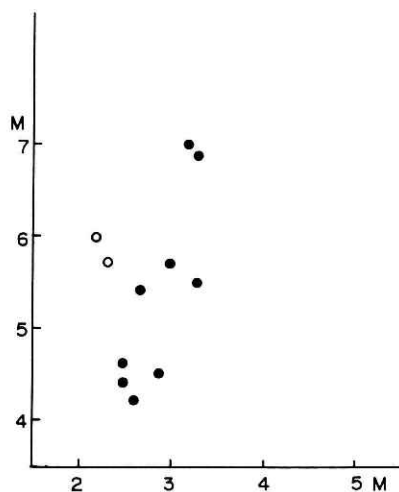


図 3-14 群発地震ごとの最大地震と対応地震の規模の関係
黒丸：1974-1979，白丸：1980-1986

Fig. 3-14 Relation between magnitude of the maximum earthquake in swarm and that of corresponding major earthquake.
black : 1974-1979, white : 1980-1986

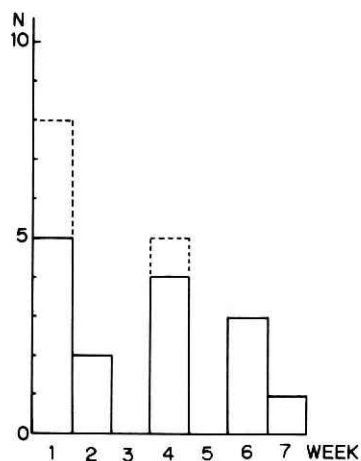


図 3-15 7 日毎に区分したときの対応地震先行日数の頻度
実線： $M \geq 5.0$ ，破線： $4.0 \leq M < 5.0$

Fig. 3-15 Frequency distribution of leading time in week for corresponding major earthquake.
solid line : $M \geq 5.0$, dashed line : $4.0 \leq M < 5.0$

3.4.5 群発地震活動と大きな地震との対応関係の時間的変遷

群発地震と引き続き発生する大きな地震との関係は、1979年までの6年間は類似の性質が繰り返し再現し、両者の関係は明瞭であった。しかし、図3-10からもわかるように、1980年頃から、それまで見られた群発地震活動後数日以内に大きな地震が発生するという性質は不明瞭となり、1983年6月の活動を最後に、東京湾北部の群発地震そのものが、1986年12月に至るまで観測されなくなってしまった。

図3-16の(a)(b)に、1980年以前と以後に分けたM5以上の地震の震央分布を示す。1980年以前では、黒丸で示す東京湾北部以南のフィリピン海プレートに起こる地震の大部分が群発地震に引き続いて起こっていたのに対し、1980年以降では、対応関係が不明瞭になっている。

図3-17は東京湾北部における年別地震回数の推移を示すが、1980年前後でその活動が盛んになった後は地震回数が減少しており、1984年以降は1970年代の1/4にまで減っている。なお、同図の斜線部は、群発地震活動による地震の回数を示しており、1983年以降は群発地震が発生していない。

このように、東京湾北部で発生する群発地震活動には盛衰が見られ、周辺の大きな地震との対応関係についても、時間的に変遷することが明らかとなった。

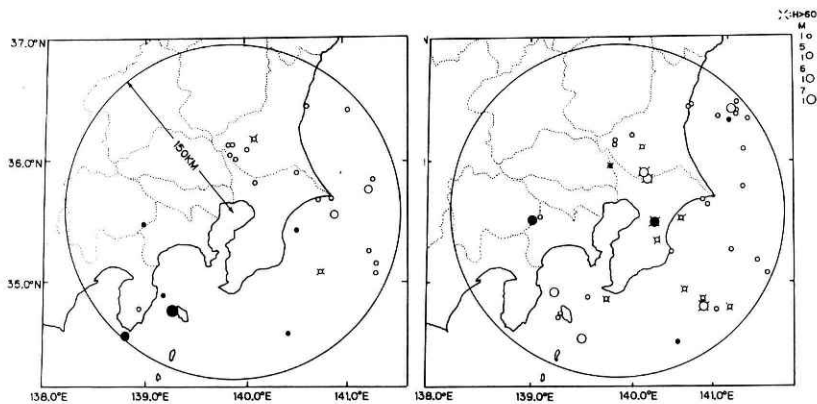


図3-16 M5以上の地震の震央分布図(1974-1986)

$H \leq 100\text{km}$, \triangle $100 < H \leq 150\text{km}$, \square $H > 150\text{km}$

黒丸は群発地震から50日以内に発生した地震(a) 1974-1979, (b) 1980-1986

Fig. 3-16 Epicenters of all earthquakes occurred in a circle with a radius of 150km ($M \geq 5.0$).

($H \leq 100\text{km}$, \triangle $100 < H \leq 150\text{km}$; $H > 150\text{km}$, black: corresponding earthquake, (a) 1974-1979, (b) 1980-1986

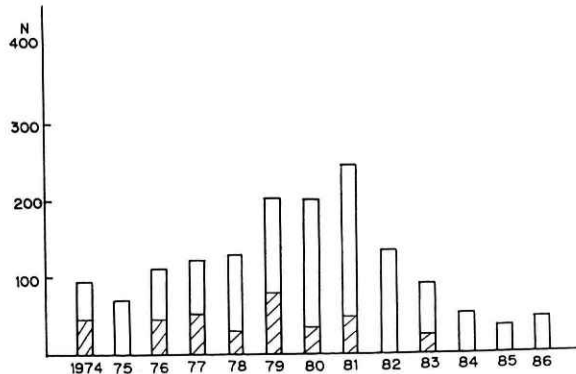


図 3-17 東京湾北部の地震の年別地震回数
斜線は群発地震

Fig. 3-17 Yearly number of earthquake which occurred in the northern part of the Tokyo bay area.
Shadowed portion indicates th number of events in the swarm earthquakes.

4. 考 察

これまで、主として深層観測のデータに基づき、1974年から1986年にかけての東京湾北部における群発地震について、その周辺の大きな地震に対する前駆的性質を議論してきた。

本章では、このような現象が、深層観測以前の長期間の気象庁データについても見られるかどうかを検討すると同時に、上記の現象に対するテクトニクス的背景について考察を行う。

4.1 深層観測開始以前の類似データの調査

東京湾北部の群発地震活動は、1973年以降、岩槻を主体とする深層観測によって初めて検知されたものであるが、同種の群発地震活動がこれ以前にも発生していたかどうかは、興味ある事柄である。

しかし、深層観測開始以前となると、気象庁の東京の観測データが議論を行う基になるが、図 2-1 で示されたように観測倍率は大幅に低くなるため、群発活動があったとしても、全く検知されていない可能性が高い。それでも、 b 値が大きな規模の地震まで一定であると仮定すれば、非常に活発な群発地震活動が生起した場合には、観測できる可能性もある。このような考え方から、東京湾北部に近い気象庁の東京観測点における地震観測データについて、詳細な調査を行った。

Ishida and Asano(1979)に指摘されているように、東京の観測は堆積層によって走時が大変遅れる。このため、東京湾北部の地震活動についてその S-P 時間の範囲を知る必要から、まず気象庁東京の地震観測原簿から、表 3-2 の群発地震の有無を調べた。その結果、1976年 6 月の群発地震活動が観測されており、S-P 時間は 5.3~5.4 秒となっていた。東京湾北部の地震の S-P 時間はこの程度と見積もられるが、ここでは周辺の地震活動も合わせて見るため

に、S-P時間7秒未満について、1940年から40年間の観測原簿の中から該当する地震を選びだす作業を行った。1940年としたのは、1926～1939年の観測原簿に所々数ヵ月の欠落があったためである。図4-1に気象庁東京における地震の月別頻度分布を、S-P時間が4.9秒以下、5.0～5.9秒、6.0～6.9秒の3段階に分けて示してある。また、この40年間をまとめた地震頻度分布を図4-2に示す。気象庁東京の観測でS-Pが3秒までの地震は、P波やS波の初動に疑問符のついたものや、地震かどうか不明といった注釈付きの信頼性の低いものが多い。S-P時間3.0秒以下の地震は80回程度であるのに対し、3秒台は105、4秒台が235、5秒台が431と増加していくが、6秒台では324と減少している。

次に、S-P時間6秒未満の年別地震回数を図4-3に示す。東京の近傍の地震回数は、1950年頃から1958年までの間で年間50個を越えるようなピークを示し、以後徐々に減少するが、特に、1967年から1975年までは年間10個以下と極めて低調となり、1976年から若干増加している。これは、地震の読み取りにおいて、両振幅1mmという観測規制で実施され、微小記録が切り捨てられた時期と一致している(石川, 1987)。従って以上の結果には、気象庁における観測方式の変遷に伴う見かけ上の増減も含まれているものと考えられる。

一方、図4-4は東京の有感地震回数(宇津, 1988)を示すが、1965年頃が地震回数の谷となっており、その後すぐに増加に転じている。しかし、1964年を境にして震度1が若干減っているのに対し、震度2以上はむしろ増加しているように見えることから、気象庁の庁舎新築による観測体制の変更も関係した可能性がある。

有感地震は近い地震のみでないことを考慮するとしても、東京周辺の地震活動は、1923年関東地震直後の短期間の激増を除けば、1900年から1934年頃までは有感回数が年間50～60回であったものが、1960年代中頃に半減し、1970年代以降は30～40の範囲で変動しながら現在に至っている。従って図4-3で示す1950年代の地震回数の増加は、有感地震回数の変遷とも調和し、有意義なものであると考えられる。

以上に述べた気象庁東京の地震観測原簿に基づく詳細な調査により、東京湾北部の群発地震活動であった可能性の高いものを、一例見出すことができた。それは、1959年11月2日から16日までの15日間の、東京湾近傍を震源とすると思われる有感地震1個を含む9個の地震群である(図4-5)。S-P時間が5秒程度の4個の地震が近接して発生しており、さらにこの間には総振動時間が短く、P時刻が秒単位でしか読み取られていないために、S-P時間が記入されていない地震も6個含まれている。この一連の活動中で、11月9日に発生したS-P時間が4.8秒と読み取られている有感地震は、地震月報に35°32'N, 139°56'E, 深さ40kmと記載されている(M記載無し)。1976年6月の群発地震活動における気象庁東京のS-P時間は前述のように5.3～5.4秒で、その震源域が35°37'N, 139°50'E, 深さ29kmであったことを考えると、震央距離の遠い1959年11月の地震についてS-P時間が4.8秒となっているのは、実際の震源の深さが40kmよりもさらに浅かったことを示していると思われる。

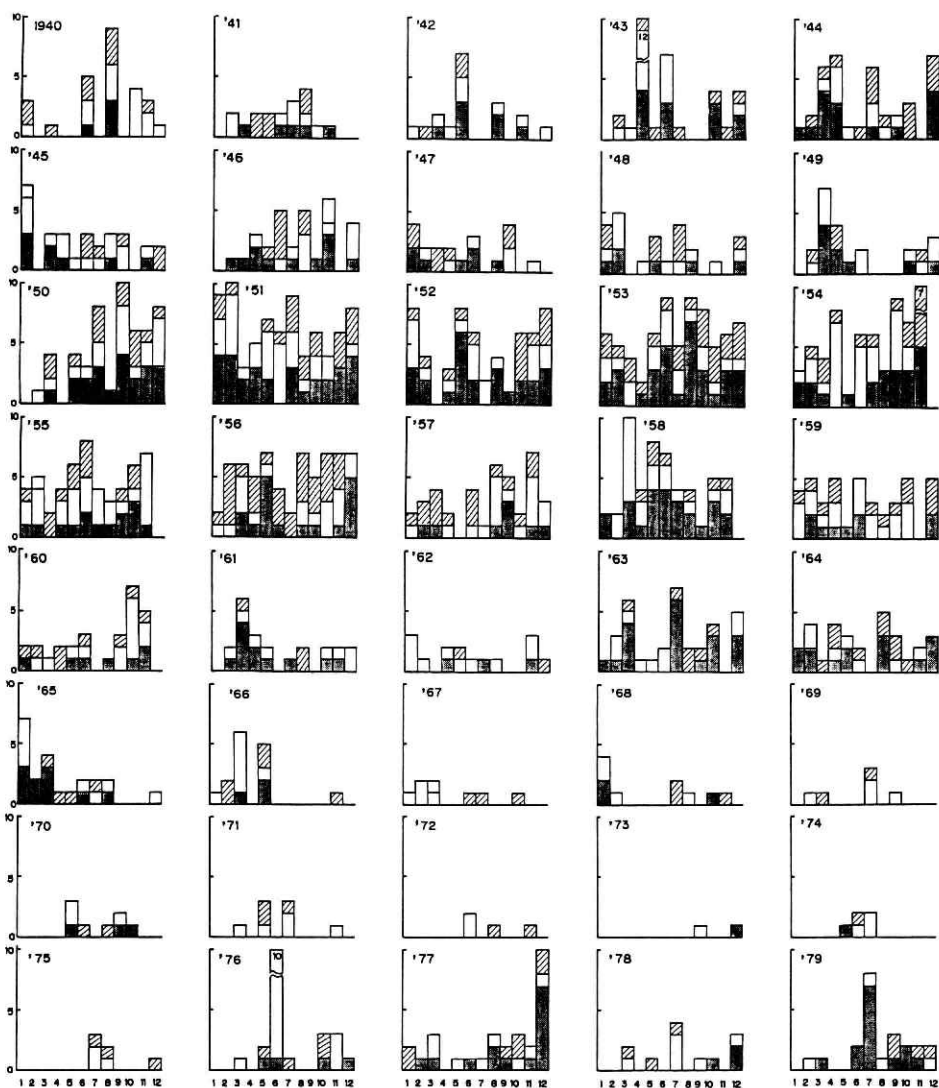


図4-1 東京JMAの $S-P \leq 6.9$ 秒の月別地震回数(1940-1979)

網目: $S-P \leq 4.9$ 秒, 白: $5.0 \leq S-P \leq 5.9$ 秒, 斜線: $6.0 \leq S-P \leq 6.9$ 秒

Fig. 4-1 Monthly number of earthquake with $S-P \leq 6.9$ sec observed at JMA Tokyo.
mesh: $P-S \text{ time} \leq 4.9 \text{ sec}$, white: $5.0 \leq P-S \leq 5.9$, parallel lines: $6.0 \leq P-S \leq 6.9$.

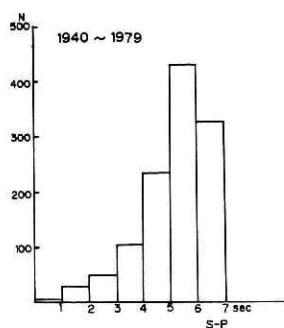


図4-2 東京JMAのS-P時間別頻度分布(S-P6.9秒以下), 1940-1979

Fig. 4-2 Frequency distribution of S-P time at JMA Tokyo.
(S-P \leq 6.9 sec.)

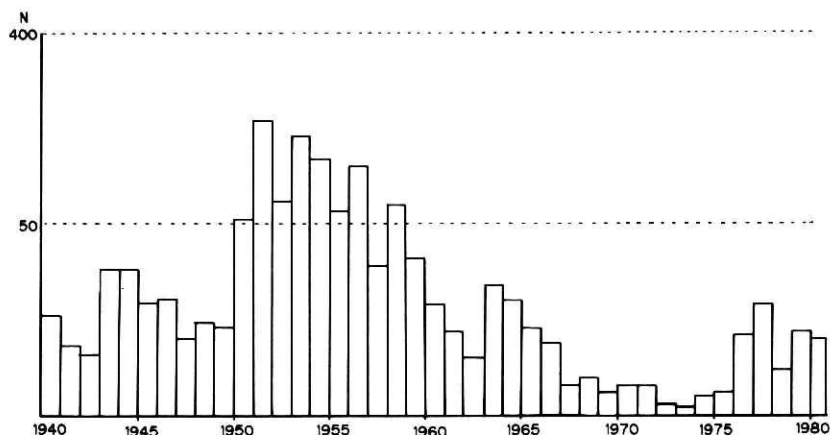


図4-3 東京JMAの年別地震回数(S-P=6.9秒)

Fig. 4-3 Yearly number of earthquake of S-P \leq 6.9 sec.

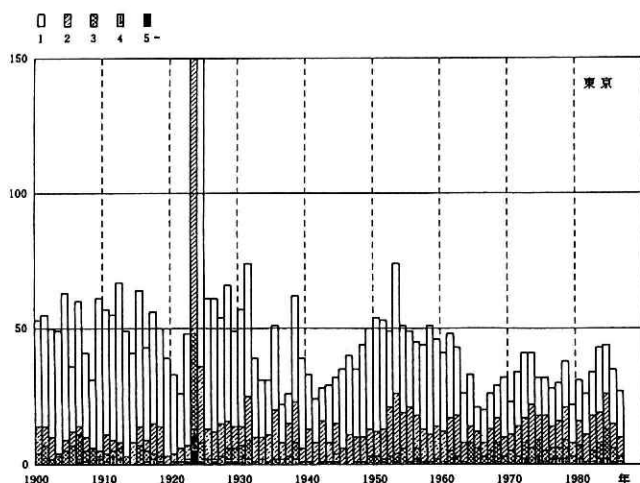


図4-4 東京の年別震度別有感地震回数(1900-1986, 宇津1988)

Fig. 4-4 Number of felt earthquakes at Tokyo.
(1900-1986; after Utsu, 1988)

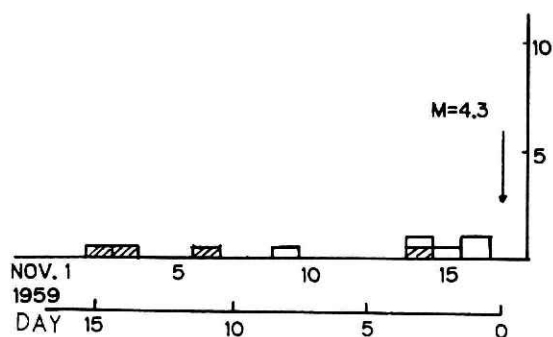


図 4 - 5 1959年11月の群発地震と対応が推定される地震の時間的關係
斜線はS-P時間の読取られた地震

Fig. 4-5 Time sequence of earthquake swarm represented by-daily number of shocks. Occurrence of the corresponding earthquake (Nov. 1959) is indicated by an arrow. Shadowed portion indicates the earthquake with P-S time data.

| | 年 月 日 | 震央地名 | 緯 度 | 経 度 | 深 さ | 規 模 | 東京震度 |
|---|-----------|--------|---------|----------|------|-----|------|
| 1 | 1926 7 17 | 東 京 湾 | — N | — E | — km | — | 1 |
| | 8 3 | 千葉県中部 | 35° 15' | 140° 00' | 20 | 6.3 | 5 |
| | | | | | | | |
| 2 | 1928 4 11 | 東 京 湾 | — | — | — | — | 1 |
| | 5 21 | 東京湾北部 | 35 36 | 140 18 | 60 | 5.8 | 5 |
| | | | | | | | |
| 3 | 1929 7 15 | 東京湾北部 | 35 36 | 140 03 | 0 | 3.7 | 2 |
| | 7 27 | 山梨県東部 | 35 31 | 139 04 | 0 | 6.3 | 5 |
| | | | | | | | |
| 4 | 1931 8 27 | 東京湾北部 | 35 47 | 139 58 | 10 | 3.9 | 1 |
| | 9 7 | 東京湾北部 | 35 37 | 140 00 | 10 | 4.9 | 3 |
| | 9 16 | 山梨県東部 | 35 31 | 139 01 | 0 | 6.3 | 3 |
| | | | | | | | |
| 5 | 1950 9 10 | 東京湾北部 | 35 6 | 140 0 | 10 | — | 1 |
| | 9 10 | 千葉県沖 | 35 10 | 140 19 | 0 | 6.3 | 3 |
| | | | | | | | |
| 6 | 1970 9 2 | 東京湾北部 | 35 34 | 140 03 | 30 | 3.6 | 1 |
| | 9 30 | 神奈川県東部 | 35 29 | 139 38 | 40 | 5.5 | 3 |

表 4 - 1 東京湾北部の浅い有感地震と引き続いて発生した周辺の大きな地震の観測例 (1926-1973)

Table 4-1 The shallow shocks in the Tokyo bay area and corresponding major earthquake. (1926-1973)

この時の群発地震活動は、11月16日20時22分を最後に見られなくなり、ほぼ1日後の17日23時59分に、震央が横浜市北西部の35°31'N, 139°37'Eで深さ20km, M4.3の地震が発生している。

ここに示した例は、東京湾北部の群発地震の中にも、東京で有感となる程度の大きなものが発生する可能性を示している。そこで、次に、東京湾に震源を持ち東京で有感となった浅い地震を、東京有感地震資料(気象庁地震課, 1971)に基づき調べてみた(表4-1)。

その結果、同資料が示す東京湾北部を震源とする地震のあと、引き続いて浅い大きな地震が関東南部で発生する組み合わせを、6例見出すことができた。

その内の4例が1926年から1931年までに集中しているのは、この期間が関東地震の余震活動が活発であった時期であるためかも知れない。

このように、深層観測が開始される以前の資料に関しても、東京湾北部と周辺の大きな地震との関連を示唆する事例が見出されることから、東京湾北部の浅い地震活動については、今後も注意深く見守ることが重要であろう。

4.2 東京湾北部の群発地震活動のテクトニクス的背景

大きな地震の震源の規則的移動や、異なる地域間の地震発生の関連性については、多くの研究がある。

茂木(1973)は、関東地震以後、1930年の北伊豆地震(M7.0)をはじめとして北北東方向に大きな地震が系統的に移動している事を指摘している。また大竹・笠原(1983)は、茨城県南部とその東方沖では顕著な地震がペアーとなって発生しており、これらの規則性は太平洋プレート運動によるものとの指摘を行っている。飛騨地方の深発地震と関東地方の浅発地震の発生が相関関係をもつこと(宇津, 1975)も知られており、大地震の時間空間分布の規則性に関する研究(茂木, 1973)がなされている。

さらに、大きな地震と周辺で発生する群発地震との関係についても、数多くの研究がある。関東地震の3か月前に茨城県沖で活発な群発地震が発生したこと(関谷, 1971)、和歌山市付近の群発地震が、1923年関東地震や1953年房総沖地震の前に活動が高まり、大地震の発生とともにその活動が弱まった事(Kanamori, 1972)、岩木山の群発地震が1933年三陸沖地震や1978年宮城県沖地震前に活発化したこと(佐藤・他, 1979)、1983年日本海中部地震直前に日本海沿岸等において群発地震活動の高まりが見られたこと(茂木, 1983)、宮城県釜房ダム付近の強い周期性をもつ群発地震が、1978年宮城県沖地震を境に活動様式を変化させたこと(西条・他, 1985)など、幾多の研究がある。

本論においては、東京湾北部の群発地震活動を大きな地震の前兆的現象として捉えているが、上記のような多くの研究は、地震活動が、何らかのテクトニクスの要因を背景に、移動したり、他に影響をあたえたり、前兆的に振る舞ったりする事を示しており、この観点から

すると、東京湾北部の群発地震活動は、首都圏における、一つのテクトニクス因果関係を考察する重要な材料としての意味を持っていると考えられる。

東京湾北部の群発地震活動は、東京湾北部より南側のフィリピン海プレート内で起こる多くのM5以上の地震について前兆的振舞いをしており、特に1979年までは、1976年8月18日の河津地震(M5.4)を除いて、そのような現象が見られた(図3-16(a))。このことは、東京湾北部が、フィリピン海プレートの応力状態の微妙な変化を感じとる場所に相当していることを想像させる。

1980年以降は、図3-17に示すように、東京湾北部の地震活動が低調となると同時に、図3-16(b)に見られるように、大きな地震に対しての前兆的振舞いが現れにくくなった。笠原(1985)によると、1980年6月の伊豆半島東方沖地震(M6.7)が引金となって1980年9月の千葉県中部地震(M6.1)が発生した可能性があり、これによって、東京湾北部近辺における応力感知機構がなんらかの変化を受けたとも考えられる。

5. ま と め

(1) 深さ3,510mの深層井を用いた岩槻地殻活動観測施設における常時観測から、特徴的な地震波形を有する東京湾北部の群発地震活動を見出した。

(2) 1974年から1986年までの13年間について、岩槻で観測された東京湾北部の浅い地震の日別地震回数の頻度分布から、1日7～8個のところに異なった分布様式を見出した。この1日7個以上の群発地震は13年間に計14回あり、各グループの地震は同じ地震波形を示すことから、同一場所で発生したことがわかった。また、他のグループとは波形が相似とならないことから、活動ごとに震源域が異なっていることが示された。

(3) 東京湾北部の地震についてb値を求めたところ、群発地震を除いた地震群のb値1.13に対し、群発地震をまとめたb値は0.74と、小さな値を示した。

(4) 14回の群発地震の前後半年間における、東京湾北部から距離150km以内、深さ100km以浅のM5以上の地震の発生時期は、群発地震後50日間に集中しており、これらは主として関東地方の南西方面の地域で発生した。

このうち、群発地震の活動が3日程度と短い場合、引き続いて起こる大きな地震は東京付近または山梨県東部に多く、半月から1ヵ月程度の活動のときは伊豆半島東岸から房総半島南東沖の相模トラフ周辺で発生するケースが多かった。

(5) 群発地震数が多いほど、引き続いて起こる地震の規模が大きくなる傾向がある。また、群発地震の活動停止後数日以内に大きな地震が起こる場合が多い。引き続く大きな地震は、群発域に近い東京での震度が3以上と、わかりやすい指標となっている。

(6) 上述の観測事実をもとに、1977年5月から1979年7月までの群発活動が検知された際

に、引き続いて発生することが予想された地震に対し、その規模・発生時期及び発生域の予測を行い、関係者に連絡し、地震予知の試みを行った。

(7) 群発地震活動と対応する大きな地震が連係する機構については、現在のところ明らかではない。しかし、対応する地震の震源位置及び発震機構等から、フィリピン海プレートの運動に大きくかかわっているものと考えられる。

(8) 首都圏の地震予知、特にこれまで前兆の把握が困難とされていた直下の被害地震に対し、周辺の微小地震、特に東京湾周辺の地震活動をより詳細に解明することは大きな意義をもつ。この研究をさらに発展させるためにも、東京湾北部直上の地域での観測網の強化を早急に行うべきであろう。

謝 辞

この研究を行う上で、国立防災科学技術センター萩原幸男所長、高橋 博 前所長には、終始御指導と激励を頂いた。国立防災科学技術センター笠原敬司主任研究官には、本研究の全般にわたり詳しく議論して頂き、多くの有益な御教示と援助を頂いた。東北大学理学部大竹政和教授、国立防災科学技術センターの鈴木宏芳総合地震予知研究室長、小原一成研究員、岡田義光地震予知総括主任研究官には原稿を読んで議論をしていただき、有益な示唆をいただいた。また、気象庁の地震担当方々は、観測資料の閲覧に便宜をはかっていただいた。これらの方々に、心から御礼申し上げます。

参 考 文 献

- 1) Abe, K. (1975): Static and dynamic fault parameters of the Saitama earthquake of July 1. 1968. *Tectonophysics*, 27, 223-238.
- 2) Abe, K. (1978): Dislocations, source dimensions and stress associated with earthquakes in the Izu Peninsula, Japan. *J. Phys. Earth*, 26, 253-274.
- 3) 本多弘吉(1932)深い地震の機構と記録型に就いて(概報) 験震時報 6,1-14
- 4) 井元政二郎・大竹政和・松村正三・笠原敬司・山水史生・大久保正・立川真理子・浜田和郎(1979):伊豆半島川奈崎沖における群発地震活動について、国立防災科学技術センター研究報告. 36,1-14
- 5) Ishibashi, K. (1985) Possibility of large earthquake near Odawara, central Japan, preceding the Tokai earthquake, *Earthq. Predict. Res.*, 3., 19-344.
- 6) Ishida, M. and S. Asano(1979): A new seismicity map in the Kanto district, Japan. *J. Phys. Earth*, 28, 435-453
- 7) 今村明恒(1977):大地震の前兆に関する調査-今村明恒博士遺稿-那須信治編古今書院45-49
- 8) 石川有三(1987):気象庁震源データの変遷とその問題点 験震時報 51,47-56
- 9) 岩井彦彦・帆前正敏(1959):地震予知のための予備調査(2) 測候時報 26,368-374.
- 10) Kanamori, H. (1972): Relation between tectonic stress great earthquakes and earth quaker swarms. *Tectonophysics* 14,1-12
- 11) 笠原敬司(1985):プレートが三重会合する関東・東海地方の地殻変動様式 国立防災科学技術センター研究報告 35,33-137.
- 12) 気象庁観測部地震課(1971):東京有感地震資料 1885-1970年.
- 13) 気象庁観測部地震課(1977):1976年6月16日の山梨県東部の地震について 地震予知連絡会会報 17,29-3

- 14) 気象庁観測部地震課(1979):伊豆半島川奈崎沖の群発地震について 地震予知連絡会会報 22,63-67
- 15) 草薙次郎・石橋昭吉(1959):八戸における震央推定の為の基礎調査 震害時報 24,109-114 正務章(1941):東京有感地震のP波初動及び地震記象型と震央位置との関係について 震害時報 11,469-511.
- 16) 茂木清夫(1973):大地震の時間-空間分布の規則性について 関東大地震50周年論文集 252-272.
- 17) 茂木清夫(1983):1983日本海中部地震の長期的前兆現象 地震学会講演予稿集No.2, 22.
- 18) 野口孝(1959):高松における地震記象型について, 震害時報 24,103-108.
- 19) 野口伸一(1984):フィリピン海プレートの形状と茨城地震活動の特徴 月刊地球 7,97-104.
- 20) 岡田義光(1984):1983年8月8日山梨県東部の地震 地震予知連絡会会報 31,173-179.
- 21) 大竹政和・笠原敬司(1983):茨城県地域に見られるベア地震現象 地震 2 36,643-653.
- 22) 西条忠泰・長谷川昭・海野徳仁・高木章雄(1985):宮城県釜房ダム周辺の微小地震活動 地震 2 38,115-124.
- 23) 佐藤魂夫・畠山恒俊・田中和夫(1979):東北地方における最近の地震活動 地震学会講演予稿集 No.1 6
- 24) Segawa R., Matuura, I. Karakama and K. Tsura(1988): List of Earthquakes in the Kanto Area and its Vicinity. E. R. I. University of Tokyo.
- 25) 関谷溥(1971):関東地方の地震活動について 震害時報 36,13-27.
- 26) 関谷溥(1976):地震発生前の地震活動と地震予知 地震 2 29,299-312.
- 27) 瀬野徹三(1986):海溝三重点付近のサイスモテクトニクス 月刊地球 82,265-270.
- 28) Shimazaki, K., K. Nakamura, and T. Yoshii,(1982): Complicated pattern of the seismicity beneath metropolitan area of Japan: Proposed explanation by the interactions among the superficial Eurasian plate and the subducted Philippine Sea and Pacific slabs. Mathematical Geophysics, Chateau De Bonas, France, 20-25 June 1982, terra cognita. 2. 403.
- 29) Suyehiro, S., T. Asada, and M. Ohtake,(1964): Foreshocks and Aftershocks Accompanying a Perceptible Earthquake in Central Japan, Papers Meteor. Geophys., 15, 71-88.
- 30) 鈴木宏芳(1983):関東平野の基盤構造 防災科学技術 50,44-45.
- 31) 鈴木宏芳(1989):関東・中部地域の地殻内地震の発震機構と地殻内応力, 国立防災科学技術センター研究報告 43, 1-125
- 32) 高橋博・高橋末雄(1978):伊豆大島近海地震と東京湾北部における前駆的地震の活動 地震予知連絡会会報 20,28-33.
- 33) 高橋博・笠原敬司(1980):深層観測井による微小地震震源決定精度の改善について, 地震学会講演予稿集, No.1,14.
- 34) 高橋博(1982):深層観測によって明らかにされた関東地方の地殻活動様式 国立防災科学技術センター研究報告 28, 1-104.
- 35) 高橋末雄(1974):岩槻で観測された東京付近の地震 地震予知連絡会会報 12,20-22.
- 36) 高橋末雄(1977):東京湾北部に群発する微小地震 地震学会講演予稿集, No.2, 16.
- 37) 高橋末雄(1978):有感地震発生前に先駆する東京湾北部の群発微小地震 地震予知連絡会会報 19,27-31.
- 38) 高橋末雄・伊藤健治(1980):東京の地震予知の研究(7)-パルス型地震と地震予知 防災科学技術 38, 5-11.
- 39) 高橋末雄(1982):最近の東京湾北部の前駆の群発地震活動 地震予知連絡会会報 28,105-110.
- 40) 高橋末雄(1984):1983年6月の東京湾北部の前駆の群発地震活動 地震予知連絡会会報 31,165-170.
- 41) Tsujiura, M.(1980): Earthquake-swarm activity in the northern Tokyo Bay Bull. Earth, Ros. Inst. 55 601-619.
- 42) 鶴川元雄・石田瑞穂・松村正三・笠原敬司(1984):関東・東海地域地震観測網による震源決定方法について 国立防災科学技術研究速報 53, 1-47.
- 43) 宇佐美竜夫(1987):新編日本被害地震総覧 東京大学出版会
- 44) 宇津徳治(1975):関東地方の地震と飛騨地方の稍深発地震の相関について 地震 2 28,303-312.
- 45) 宇津徳治(1988):震度別度数資料 地震予知連絡会強化地域部会資料
- 46) 山水史生・高橋博・後藤典俊・大田裕(1980):やや深い構造のS 速度(その3) 地震学会講演予稿集 1,200.

47) 渡辺晃(1971):近地震のマグニチュード 地震 2 24,189-200.

(1989年12月20日原稿受理)

付録：東京湾北部の群発地震に基づく実験的地震予知の試み

(1) 東京湾北部の群発地震活動の前駆的特性を見いだした経緯

東京湾北部の群発地震は毎日の地震記録を見続ける中で、特異な波形をもつ地震として見いだされたものである。(高橋, 1978).

1974年4月下旬から5月上旬にかけてこの型の地震が増加し、1日に10個を越える日も見られるようになり(G 1), その推移を注目していたところ、活動が活発となってから20日程後に東京の震度が3の伊豆半島沖地震(M6.9)が発生した。この大きな地震の発生にあわせて、この特異な波形の地震がほとんど見られなくなったことから、一層注目することになった。

この時の群発地震は4月20日から5月10日までの22日間断続的に活動し、その地震数53個、そのなかにはM2以上のものが13個観測された。岩槻の観測値等で震源を求めたところ、東京湾北部であった。

その後1976年5月に再び東京湾北部の群発地震活動が観測され(G 2)、活動開始5日後に東京の震度3の東京都東部(M4.2)の地震があった。

さらに同年6月にまた活動が始まったので(G 3)、近日中に大きな地震の発生することを予想していたところ、活動開始8日後であるが東京の震度が4の山梨県東部(M5.5)の地震が発生した。

このような状況から、この東京湾北部の群発地震活動と東京周辺の規模の大きな有感地震との対応関係に強い関心を向けるようになった。

引き続いて起こる地震は、以上の例から、東京で震度3を越える大きさであると考えられるようになった。また、群発地震の活動開始から、引き続き起こる大きな地震発生までの期間(先行日数)がこの地震のMと関係があると考えた。

群発地震活動を検知した場合には、大きな地震の発生予測を実験的に試みよあと思えるにいたった。

(2) 各群発地震による予知の試み

東京湾北部の群発地震活動のうち、G 4からG 8までの各群発地震では、具体的な予測をおこなった。

ここでは、具体的に予測について述べ、また、予測の結果を関係者に対して連絡したこともあわせて記載する。

(2-1) G 4 の活動と1977年6月の東京湾北部の地震

群発地震は5月28日20時17分の地震から活動を開始し、3日間で16個の地震があり、とくに5月29日5時から11時までの6時間に13個発生した(図3-10)。

5月31日群発地震が記録されているとの連絡をうけ、そのデータを防災センターの他の観測点と照合したところ、5月29日の最大地震M2.5のみが川崎、中伊豆観測点で記録されていた。それら3点のS-P時間と初動方向から震源を求めたところ羽田沖深さ25kmであった。他の地震も波形、S-P時間、初動方向から同じグループの地震で東京湾北部の群発地震と判断した。

31日16時頃これまでの経験で得られていた地震数と規模の関係(図3-13)規模と先行日数の関係(図3-11)から、大きな地震のMと発生日を推定した。さらにG 4がG 2、G 3と同じ短期間集中しておこる群発地震だったのでこれらと同様な震央を持つと考えた。そこで、震央は東京付近もしくは関東地方南西方面、時期は5月28日から5日程後の6月2日前後、規模はM4～5で東京の震度3程度の地震が発生する可能性があるとして予測した。

同日防災センター地震予知連絡会委員に状況を連絡し、地震予知連絡会会長に報告するとともに、防災センターの関係者にも推定内容を伝えた。6月1日に、5月30日19時37分の地震以後活動が停止していることを知ったので、有感地震発生が近いと感じた。

地震は6月4日8時27分に発生し、気象庁によれば、震源は東京湾北部35.53°N, 140.00°E, 深さ60km, M4.6, 東京の震度は3であった。

この地震は群発活動開始から7日目に発生している。初めての予測としては、これまで得られていたデータと震央、規模、期日の対応がよかった。

このことは、東京湾北部の群発地震に引き続いて大きな地震が発生するという仮定の検証となるものと考えた。

(2-2) G 5 の活動と1978年1月の伊豆大島近海地震

1977年12月9日に、東京湾北部と思われる群発地震が活動中で12月8日は10個活動していることを知った。同日、群発地震は起こっていたが、これまでのように、図3-11と図3-13の関係をもとに9日11時頃「もし今群発地震活動が終了したとすると、地震の発生日は12月8日から5日程度、震央は今までの例と同じで東京湾北部を含む南西方面、規模は、東京震度3となるM4～4.5」と予測して、関係者に知らせた。

今回の活動は、今までの多くの活動のように2～3日で終了せず、図3-10に示すように断続的に継続した。

12月12日15時頃、地震予知連絡会会長にその時点までの観測結果や予知に対する考えを報告した。会長から、「有感地震の発生日は群発活動の開始日より活動の停止日を基に推定すべきではないか」との有益な提案があった。

12月13日午後気象庁地震課から活動状況の問い合わせがあり、さらに14日15時再度予知連

絡会会長から現状の問い合わせがあった。13日12時1分以降14日15時までは群発地震が観測されておらず活動が停止したかどうかの判断は出来なかったが、地震数は27個となった。12月14日午後の予測では、それまでの地震数と、規模・先行日数の観測例(図3-11, 13)から時期は12月8日から約10日後、規模はM5程度、震央は東京湾周辺または関東地方の南西方面で深さ60km以浅とした。

12月17日深夜1時10分東京で震度3の地震が発生し、これこそ群発地震活動に対応する地震であると思った。ところが翌日気象庁の地震情報により、震源が東京湾の近傍や関東地方の南西方面でなく、全く逆の北東方面となる茨城県沖M5.6であると知り、困惑した。なぜならばこの1977年12月までに、茨城県沖、茨城県南西部、千葉県北部、銚子沖といった地震により東京の震度が3または4となったものが岩槻観測開始以来15回あったけれども、これらの地震には東京湾北部の低調な定常的な活動以上の顕著な群発地震活動の観測例が見られなかったからである。

そのため17日10時頃気象庁地震課から「予測通り大きな地震があった」との電話を受けた時、この茨城県沖の地震と12月8日からの群発地震活動は関係なしと考えている旨返答した。

群発活動は14日から17日まで休止していたが、18日2個、19日4個と以後も微弱な活動であるが、同一グループ地震が平常に比べれば多い状況が続いた。しかし17日の震度3以降、1週間を経ても予測に近に有感地震がないことから、今回の群発活動に対応する地震はなしで活動が終わると思うようになった。こうして12月8日の活動開始から37日後の1月14日伊豆大島近海地震M7.0が発生した。

その後、G1の断続的な活動に引き続いて発生した伊豆半島沖地震とこの群発地震と引続く地震の発生様式が似ていたことから断続的に東京湾北部の群発地震が継続する場合は、相模トラフ付近の地震が1ヶ月程度後に発生すると考えるようになった。(高橋・高橋, 1978)。

(2-3) G7の活動と1978年12月の伊豆大島近海の地震

群発地震活動発生については、11月18日報告を受けた。その時点での地震数は11個であるので、それまで得られた図3-11, 13の関係を基に、11月23日頃関東地方の南西方面でM4.7程度、東京の震度3前後の地震があるだろうと予測し、関係者に連絡した。

11月18日以降は図3-10に示すように低調な活動が続き、21日以降は断続的な傾向が見られたので、先行日数が1ヵ月程度で、12月中旬頃まで注意する必要があると推定した。

11月23日10時43分伊豆半島東岸にM4.9の地震があり、伊豆の稲取では水道管や土提10mの欠陥等(地震火山概報による)軽微な被害が生じた。この地震は東京の震度が3でなかったため、対応する地震と判断できなかった。

24日、25日と群発地震はないため23日の観測された地震で活動終了と思われた。ところが26日に2個の同一グループの地震が観測され、今後まだ対応する地震の発生の可能性があると考えようになった。この群発地震の数から、11月30日には、地震数21からM5程度相模

トラフ付近の地震であると予測し研究者に知らせた。

12月3日22時16分東京震度3の伊豆大島近海M5.4, H=20kmの地震が発生し, 負傷者1名をはじめとする軽微な被害が伊東市を中心に生じた。

この様に, 断続型の群発地震について, 予測の経験がたまれた。

(2-4) G8の活動と1979年8月の房総半島南東沖の地震

7月11日10時56分M2.7から群発地震活動を開始, 7月12日に13個と多発したが, 18日には活動が停止した。しかし, 22日から活動を再開し, 8月10日まで, 7月25日の16個をピークに活発に活動した。(図3-10)。

この活動開始の2分前に, 東京で1979年になって初めて東京震度3の茨城県沖の地震M5.9が発生している。

7月14日の時点(地震数20個)においては, 活動は13日の1個で終了しているように見えたことから, 活動様式は短期型であり, 図3-11, 13の関係から, 対応する地震は規模M4.5〜5.0程度, 先行日数は8月ほどで7月19日前後, 震央は東京湾北部付近か, 関東地方の南西方面と予測し内部の研究者に知らせた。

しかし, その後, 同一グループの地震が発生し, 18日には見られなくなった。(図3-10)

7月20日0時7分房総半島中部の深さ50km, M4.0, 東京震度1の地震が発生した。予測に対し, 規模が小さく, 震央も千葉市の南30kmでやや東寄りであったが, 日時はほぼ予測どおりであった。

ところが群発地震活動は17日から5日間の休止期間をはさんだ後, 7月22日から活動を再開した。そのS-P時間や波形は7月12日のものと同じであることから, 震源も同一であると推定された。この群発地震活動は, はじめ低調であったが, 7月25日には活発化して16個, 以後も増減を繰り返し, 典型的な断続型の様相を示した。

7月29日までの地震数は51であるので, 図3-13の関係から, Mは6.5程度と推定できるが, 7月17日までの群発地震活動は, 房総半島中部の地震に対応する活動であるとする, 次に起こる地震は, 22日からの地震数で考えるべきである。その数は30個程度で, 発生する地震の規模はM5.6程度となる(図3-13)。このような2つの考えが生じ, どのように判断するか迷ったが, 7月31日の東海地域判定委員打ち合わせ会で, 防災センター委員が下記内容を報告した。

「今回の群発地震活動は, 断続型で地震数が50個程度であるので, 規模は6を越える程度, 場所は相模トラフの南側で, 時期は活動開始から1ヵ月程度と予測される。」

8月になっても群発地震活動は依然として継続し, 大地震の発生を心配するようになった(図3-10)。

8月5日に活動が休止したことから, 大きな地震の発生が近いと考え推移を見守った。その後も9日に1個, 10日に2個と底調であったが活動が続いた。

8月12日16時13分、房総半島南東沖深さ50km、M5.7、東京で震度3の地震が発生した。大変活発であった群発活動が、この地震発生とほぼ同時に活動が停止したことは重要な意義があると考えている。

この経験で、首都圏の震度3以上の特定の地震については、今後予測可能となるかも知れぬと思った。

以上の地震予測は、図3-13の群発地震の数と対応する地震のMとの関係から、大きな地震の規模Mを求めた。更に、求めたMを基に、図3-11の対応地震のMと先行日数の関係から、発生日を求めた。

また、対応地震の発生場所については、群発地震の活動様式が短期型の時は、東京湾北部から山梨県東部を中心とした地域、断続型の時は、相模トラフ周辺としている。

1980年G9についても検討をしたが、群発地震終了後、20日程度の短い期間内に大きな地震が起こらなかった。これ以降は対応が不明瞭になったので、地震予知連絡会等には、予測を公表せず、群発地震活動の観測事実の報告を行なうにとどめた。